



**Faculté des Sciences**  
Département de Géologie



# **Enregistrements des changements environnementaux dans les sédiments lacustres de Patagonie au cours des derniers millénaires**

**Promoteur**      Prof. Nathalie Fagel

Mémoire présenté par

Vincent Sacré

en vue de l'obtention du grade  
de 2<sup>e</sup> Master en Sciences Géologiques

Année académique 2011–2012

## Résumé

Le but de cette étude est de retracer la variabilité climatique et son impact sur l'environnement en Patagonie du Nord au cours des derniers millénaires. Elle se base sur une analyse multi-traceurs des sédiments de carottes lacustres des lacs Bertrand (superficie 50 km<sup>2</sup>; 227 m; 46°55'S 72°50'O) et Thompson (superficie 1 km<sup>2</sup>; 751 m; 45°38'S 72°47'O). Trois carottes ont été prélevées avec un carottier par gravité Uwitec lors de missions entre 2008 et 2011. La carotte LBt09 (102 cm) a été prélevée dans la partie principale du lac Bertrand, une autre LBb11-A (162 cm) dans son extension latérale. La troisième carotte (LT08-E, 130 cm) a été extraite dans le lac Thompson. Les datations aux isotopes <sup>210</sup>Pb et <sup>137</sup>Cs ont permis de calculer un taux de sédimentation moyen de 1–2 mm/an pour la partie supérieure de la carotte du lac principal. Une résolution décennale des analyses a été dès lors possible. Respectivement deux et cinq dates <sup>14</sup>C ont été acquises pour les carottes LBt09 et LT08-E permettant l'établissement d'un modèle d'âge.

Le lac Bertrand est séparé d'un lac pro-glaciaire (le lac Plomo) par une barrière morainique. Les sédiments de ce lac sont composés principalement de silts argileux et de quelques passées légèrement plus sableuses. Dans la carotte de l'extension latérale du lac (partie médiane), les radiographies-X, la susceptibilité magnétique, la perte au feu à 550°C et le rapport C/N (carbone/azote) mettent en évidence des laminations plurimillimétriques marquées, avec des niveaux riches en matière organique terrestre. L'assemblage de diatomées est dominé par les genres benthiques et ne montre pas de changements majeurs sauf une eutrophisation récente de cette partie du lac. Pour la partie principale du lac, les radiographies-X permettent également de repérer des laminations plurimillimétriques bien que plus diffuses. Les sédiments sont plus homogènes en apparence avec moins de niveaux enrichis en matière organique. Ils sont caractérisés par un rapport C/N faible (10) témoignant d'une productivité importante du lac à l'origine de la matière organique. Le contenu inorganique de cette carotte est assez élevé dans toute sa longueur (~ 90–95% du sédiment total) et la silice biogène montre deux pics majeurs. Une diversité en diatomées comparable à celle de l'extension latérale du lac est observée. Selon le modèle d'âge, le changement en productivité du lac a eu lieu entre 1200 BC et 1000 AD.

Le lac Thompson est caractérisé par un bassin versant plus petit et avec des versants moins escarpés. Les sédiments de ce lac sont majoritairement silteux à argileux et contiennent une part importante de particules amorphes (essentiellement des diatomées). Les radiographies-X, la susceptibilité magnétique et la perte au feu à 550°C repèrent deux niveaux de téphra vers 1410–1440 AD et 1780–1790 AD. Le rapport C/N et la silice biogène suggère une productivité plus importante au cours d'une période équivalente au petit âge glaciaire. L'assemblage de diatomées est pour ce lac, dominé par des genres planctoniques (*Aulacoseira* et *Cyclotella*) et est moins diversifiée en genres benthiques. Les diatomées semblent varier de manière particulière en réponse aux niveaux de téphra. Le rapport planctonique/benthique a permis d'identifier des périodes de haut et de bas niveau du lac, coïncidant avec des phases humide et sèche du petit âge glaciaire (1200–1650 et 1650–1850 AD).

Des analyses sédimentologiques complémentaires devront être entreprises pour mieux caractériser le modèle de dépôt des sédiments dans chaque lac (imprégnation des sédiments). De plus, une datation de la carotte LBb11-A devrait permettre d'identifier les changements environnementaux décrits dans cette étude.

## Abstract

This study focuses on a multiproxy analysis of sedimentary records from Lago Bertrand (area 50 km<sup>2</sup>; 227 masl; 46°55'S 72°50'W) and Lago Thompson (area 1 km<sup>2</sup>; 751 masl; 45°38'S 72°47'W). Three cores were retrieved during fieldtrips between 2008 and 2011 with an Uwitec gravity corer. For Lago Bertrand, one core was collected in the main lake (LBt09, 102 cm) and another in a lateral extension (LBb11-A, 162 cm). For Lago Thompson, one core was retrieved (LT08-E, 130 cm). Data <sup>210</sup>Pb and <sup>137</sup>Cs give average sedimentation rates of 1–2 mm/yr for the upper core section from the main part of Lago Bertrand, allowing a decennial resolution. Respectively two and five <sup>14</sup>C dates has been obtained for LBt09 and LT08-E. Our aim is to document the climatic variability during the last millennia in Northern Patagonia and its impact on the environment.

Lago Bertrand is separated from a pro-glacial lake (Lago Plomo) by a morainic barrier. The sediments of this lake are mainly composed of clayey silts and very few sandy silts. In the cores from the Eastern branch of Lago Bertrand, X-ray radiographies, magnetic susceptibility, Loss On Ignition (LOI) 550°C and C/N (carbon/nitrogen) ratio profiles evidence well-defined pluri-millimetric laminations with terrestrial organic-rich layers, especially in the central core section. Diatom content is dominated by benthic genera, it does not show major changes except a recent eutrophication of this part of the lake. In the main lake, X-ray radiographies show diffuse pluri-millimetric laminations. The sediments of the main lake appear more homogeneous with less organic-rich layers. They are characterized by low C/N ratio (10), supporting an important aquatic productivity. Inorganic content remains high on the whole core (~ 90–95% of the bulk sediment) and biogenic silica profile exhibits two major peaks. We found a same diversity in diatoms than in the lake extension. According to the age model, the changes in aquatic productivity occurred between 1200 BC and 1000 AD.

Lago Thompson is characterized by a smaller watershed and less steep sides. Its sediment content is dominated by clayey silts and amorphous particles (essentially diatoms). X-ray radiographies, magnetic susceptibility and LOI 550°C profiles evidence two tephra deposits at 1410–1440 and 1780–1790 AD. C/N ratio and biogenic silica profiles suggest a bigger productivity during a period equivalent to the Little Ice Age. Diatom assemblage is dominated by planctonic genera (*Aulacoseira* and *Cyclotella*) and is less diversified in benthic genera than for Lago Bertrand. Diatoms show specific response to tephra deposits. Planctonic/benthic ratio allow us to identify periods of high and low lake-level matching with moist and dry phases of Little Ice Age (1200–1650 and 1650–1850 AD).

Further sedimentological analyses would be undertaken to better characterize the sediment deposition models (sediment core impregnation). In addition, datation of the Lago Bertrand extension core (LBb11-A) would allow us to identify environmental changes found in this study.

## Remerciements

*Ce travail de fin d'étude est le point final de cinq années très intéressantes en géologie. Il témoigne de mon intérêt sincère pour l'environnement et le climat qui caractérisent notre planète. A l'issue de ce travail, je veux remercier l'ensemble des personnes qui ont contribué, de près ou de loin, à son aboutissement.*

*Je tiens tout d'abord à remercier le Professeur Nathalie Fagel de m'avoir accueilli dans son laboratoire et de m'avoir donné la chance de travailler sur les sédiments lacustres de Patagonie. Grâce à elle, j'ai eu l'opportunité d'effectuer un séjour d'un mois au Chili dans le cadre de ce mémoire. Je lui témoigne toute ma reconnaissance pour sa confiance, son incroyable disponibilité et ses nombreux conseils.*

*Lors du voyage au Chili très enrichissant, j'ai eu l'occasion d'apprendre toutes les astuces nécessaires au bon déroulement de terrains. Je suis reconnaissant à l'ensemble de l'équipe du centre EULA de Concepción, les Professeurs Roberto Urrutia et Alberto Araneda, de m'avoir accueilli dans leur unité de recherche durant deux semaines. Je tiens également à citer les étudiantes Denisse Alvarez et Nicole Vargas, ainsi que ma co-locataire sur place qui ont facilité mon intégration et qui m'ont permis d'apprendre mes premiers mots d'espagnol et de découvrir la culture locale.*

*Je veux ensuite remercier l'ensemble des personnes qui m'ont fourni des données et résultats de leur propre recherche (Sébastien Bertrand, Julien Brix et Laurence Nuttin) sans lesquels je n'aurais pas pu rendre l'ensemble de ce travail. Je remercie également Denisse Alvarez pour les nombreux documents transmis par mail depuis le centre EULA au Chili.*

*Je ne saurais oublier toutes les personnes m'ayant encadré et aidé lors des divers manipulations et recherches que j'ai effectuées : Louis Leclercq pour la préparation de lames minces destinées à l'observation des diatomées ainsi que leurs observations, Mieke Sterken, Fabiola Cruces et Roberto Urrutia pour leurs conseils quant à l'identification des diatomées chiliennes, Gilles Lepoint pour l'acquisition de données C/N, Joël Otten pour avoir effectué les manipulations préalables à la détermination de la silice biogène.*

*Je veux également saluer les personnes ayant cru en moi et m'ayant soutenu, les membres de ma famille, parents, frère et soeur, et proches, ainsi que les divers relecteurs ayant rendu ce manuscrit plus lisible.*

*Je remercie finalement les membres du jury de ce travail de fin d'étude (Nathalie Fagel, Louis Leclercq et Guy Munhoven) de m'avoir fait l'honneur de donner un peu de leur temps, d'avoir accordé un certain intérêt et un regard critique sur la reconstruction paléoenvironnementale et paléoclimatique à partir de sédiments lacustres de Patagonie.*

# Table des matières

<b>Résumé</b>	<b>i</b>
<b>Abstract</b>	<b>ii</b>
<b>Introduction</b>	<b>1</b>
<b>1 Cadre de l'étude</b>	<b>3</b>
1.1 Contexte géographique, géologique et climatique du Chili . . . . .	3
1.2 Cycles ENSO . . . . .	10
1.3 Variabilité climatique au cours de l'Holocène récent . . . . .	11
1.3.1 Réchauffement médiéval et petit âge glaciaire . . . . .	11
1.3.2 Réchauffement climatique récent . . . . .	12
1.4 Archives climatiques . . . . .	12
1.4.1 Sédimentation lacustre . . . . .	12
1.4.2 Diatomées . . . . .	14
<b>2 Localisation et matériel de l'étude</b>	<b>17</b>
2.1 Lac Thompson . . . . .	17
2.2 Lac Bertrand . . . . .	21
<b>3 Méthodes</b>	<b>26</b>
3.1 Carottage et sous-échantillonnage . . . . .	26
3.2 Datation . . . . .	27
3.2.1 Datation radiométrique . . . . .	28
3.2.2 Etablissement du modèle d'âge . . . . .	32
3.3 Analyses . . . . .	36
3.3.1 Susceptibilité magnétique . . . . .	36
3.3.2 Radiographies-X et niveaux de gris . . . . .	37
3.3.3 Perte au feu . . . . .	38
3.3.4 Analyse élémentaire et isotopique C et N . . . . .	39
3.3.5 Silice biogène . . . . .	41
3.3.6 Diffraction des rayons-X . . . . .	42
3.3.7 Identification des diatomées . . . . .	45
<b>4 Résultats</b>	<b>47</b>
4.1 Description des carottes . . . . .	47
4.2 Datation . . . . .	49

4.2.1	Datation au $^{14}\text{C}$ . . . . .	49
4.2.2	Datation au $^{137}\text{Cs}$ et $^{210}\text{Pb}$ . . . . .	51
4.2.3	Modèle d'âge des lacs Bertrand et Thompson . . . . .	53
4.3	Susceptibilité magnétique . . . . .	60
4.4	Radiographies-X et niveaux de gris . . . . .	60
4.5	Pertes au feu . . . . .	63
4.6	Analyse élémentaire et isotopique C et N . . . . .	65
4.7	Silice biogène . . . . .	70
4.8	Diffraction des rayons-X . . . . .	72
4.9	Identification des diatomées . . . . .	77
<b>5</b>	<b>Discussion</b>	<b>83</b>
5.1	Composante biologique : les diatomées . . . . .	84
5.2	Composante sédimentaire . . . . .	85
5.2.1	Extension latérale du lac Bertrand (LBb11-A) . . . . .	85
5.2.2	Partie principale du lac Bertrand (LBt09) . . . . .	87
5.2.3	Lac Thompson (LT08-E) . . . . .	91
5.2.4	Répartition des composants sédimentaires . . . . .	94
5.3	Calcul de flux . . . . .	96
5.4	Synthèse pour chaque lac . . . . .	100
5.5	Comparaison avec d'autres études en Patagonie . . . . .	101
	<b>Conclusions et perspectives</b>	<b>107</b>
	<b>A Figures</b>	<b>124</b>
	<b>B Tables</b>	<b>128</b>
B.1	Clé d'identification des diatomées . . . . .	128
B.2	Données de la datation $^{210}\text{Pb}$ et $^{137}\text{Cs}$ des carottes LBt09 et LT08-E . . . . .	131
B.3	Données mesurées pour les carottes LBb11-A, LBt09 et LT08-E . . . . .	131

# Introduction

Le récent changement climatique est un des sujets les plus discutés dans la communauté scientifique depuis quelques décennies. Est-il induit et/ou accéléré par l'homme ? Se produit-il partout avec la même intensité sur l'ensemble du globe ? Ce changement climatique fait-il partie d'un cycle naturel de variabilité climatique ? Tant de questions dont les réponses restent encore assez floues et qui nécessitent d'être approfondies.

Une certitude, le climat n'a jamais été stable et il varie au cours du temps à grande et petite échelle. Nous voudrions savoir de quoi est fait l'avenir de notre espèce. Pour prédire au mieux le climat futur, il est important d'étudier de manière rigoureuse les variations antérieures du climat sur Terre, leurs causes et leurs conséquences. Il semble exister un lien entre la variabilité du climat et certains cycles astronomiques de Milankovich puisque le climat varie selon des cycles de 20, 40, 100 ou encore 400 ka<sup>1</sup>. Cela donne déjà une idée globale de l'évolution future du climat sur Terre [Berger *et al.*, 2003]. Néanmoins, d'autres facteurs parfois moins prévisibles jouent aussi un rôle sur le climat, avec une importance plus ou moins grande (éruption volcanique, chute de météorite, tectonique des plaques ...).

Les récents progrès technologiques (depuis le milieu du XIX<sup>e</sup> siècle) permettent des mesures instrumentales précises mais celles-ci ne couvrent qu'une infime fraction des temps géologiques (inférieure à 10<sup>-5</sup>% de l'histoire de la terre). On a dès lors souvent recours aux archives qui ont enregistré les changements climatiques anciens un peu partout sur la planète et plus loin dans le passé.

Ces archives et les données qu'il est possible de reconstituer (aussi appelé « proxy data » ou traceurs) sont d'origines diverses. Elles peuvent être d'ordre glaciologique (géochimie, contenu en gaz des bulles d'air...), géologique (sédiments marins biogéniques et inorganiques, dépôts glaciaires et éoliens, sédiments lacustres, spéléothèmes...), biologique (dendrochronologie, pollen, fossiles, coraux, micropaléontologie...) ou encore historique. Ces archives fournissent différentes informations telles la température, les précipitations, la composition chimique de l'air et/ou de l'eau, les éruptions volcaniques, les variations du champ magnétique, le niveau de la mer ou encore l'activité solaire. Selon leur genre, elles permettent de remonter d'une certaine période dans le passé (jusque 10 Ma<sup>2</sup> BP<sup>3</sup> pour les sédiments marins) et possèdent une résolution temporelle d'échantillonnage bien spécifique (du jour et de l'heure pour les documents historiques à plusieurs centaines d'années pour les sédiments marins) [Bradley, 1999].

Dans le cadre de ce travail, nous nous limitons aux archives paléoclimatiques que sont les carottes de sédiments lacustres. Notre restriction temporelle est celle du dernier millénaire

---

1. 1 ka = 10<sup>3</sup> ans

2. 1 Ma = 10<sup>6</sup> ans

3. BP = Before Present (avant AD 1950). AD (Anno-domini) et BC (Before Christ) désignent respectivement des années après et avant l'an 0.

avec ses changements climatiques majeurs. Le matériel étudié est extrait de deux lacs en Patagonie chilienne.

Nous avons choisi cette région au sud du Chili car elle a été peu étudiée, contrairement aux continents de l'hémisphère nord dont les variations climatiques du dernier millénaire sont mieux connues. Quelques chercheurs ont néanmoins déjà exploité certaines ressources afin d'en déduire des informations climatiques et environnementales [Villalba *et al.*, 2009]. On note comme principales archives des cernes d'arbres [Villalba, 1994; Villalba *et al.*, 2001]. Il est également possible de disposer de carottes de glace [Vimeux *et al.*, 2009], de carottes marines [Lamy *et al.*, 1999; 2001] ou encore lacustres [Bertrand *et al.*, 2005].

Le Chili présente un intérêt supplémentaire car il est situé loin de l'influence des calottes glaciaires de l'hémisphère nord et de la circulation thermohaline [Bertrand, 2005].

Dans le premier chapitre de ce travail, nous présentons le cadre de l'étude. Nous situons le contexte géographique, géologique et climatique de la région dans l'espace et le temps. Nous définissons également les archives climatiques que sont les sédiments lacustres et les diatomées. Nous abordons ensuite plus précisément la localisation des deux sites étudiés, leur contexte géologique et climatique plus précis. Nous décrivons brièvement le matériel qui a servi à notre étude. Dans le troisième chapitre, nous passons en revue l'ensemble des méthodes qui sont utilisées pour analyser les échantillons. Le quatrième chapitre décrit de manière synthétique l'ensemble des résultats fournis par les diverses méthodes. Une interprétation et une discussion de ces résultats sont développées dans le cinquième chapitre. Nous clôturons ce mémoire par une synthèse des principaux événements enregistrés dans les carottes, par une comparaison de ces événements avec la littérature et par les diverses perspectives de ce sujet de travail.



# Chapitre 1

## Cadre de l'étude

Dans ce chapitre, nous présentons le Chili avec ses particularités géologiques et climatiques. Nous résumons les principaux événements climatiques enregistrables au cours de l'Holocène dans cette partie du globe (cycles ENSO, Optimum climatique médiéval, Little Ice Age et réchauffement climatique récent). Nous parlons enfin du matériel d'étude en définissant la sédimentation lacustre ainsi que les diatomées.

### 1.1 Contexte géographique, géologique et climatique du Chili

Les contextes géographique, géologique et climatique du Chili sont des éléments qui permettent d'acquérir un premier aperçu de l'environnement dans lequel se situent les lacs de cette étude.

#### Géographie

Le Chili se trouve sur la côte ouest de l'Amérique du Sud, en bordure de l'océan Pacifique (figure 1.1). Ce pays s'étire sur 4300 km de longueur (de 17° à 56° de latitude sud) pour quelques centaines de kilomètres de largeur seulement. La Patagonie (la région étudiée) se situe entre 36° et 56°S. Deux principales chaînes de montagnes sont présentes, la cordillère des Andes de grande importance, et la cordillère côtière plus anecdotique avec des sommets ne dépassant guère plus de 500 mètres. Entre ces deux chaînons, il existe au nord et au centre du pays une dépression centrale.

#### Géologie

Les cordillères sont le résultat d'une subduction au niveau de la marge ouest du continent américain. Il s'agit en fait de la subduction vers l'est de la plaque Nazca, principalement sous la plaque sud-américaine. Elle a commencé il y a environ 300 Ma BP. La phase principale de soulèvement a eu lieu au Miocène mais se poursuit toujours de nos jours. Ce soulèvement se traduit par une activité sismique intense et de nombreux charriages vers l'est. Au sud, la cordillère des Andes paraît « plonger » dans l'océan et il en résulte une série d'îles au niveau du Cap Horn. Dans cette zone, la présence d'une plaque supplémentaire, la plaque Antarctique, ralentit la vitesse de la subduction ouest-américaine, atténuant de la sorte l'amplitude du soulèvement montagneux. Il existe un point triple de jonction entre ces trois plaques au niveau de la péninsule de Taitao (figure 1.2).



FIGURE 1.1 – Carte physique de l'Amérique du Sud avec distribution spatiale des archives utilisées pour le projet LOTRED-SA. Le cadre bleu correspond à la localisation de cette étude. D'après [Villalba *et al.*, 2009].

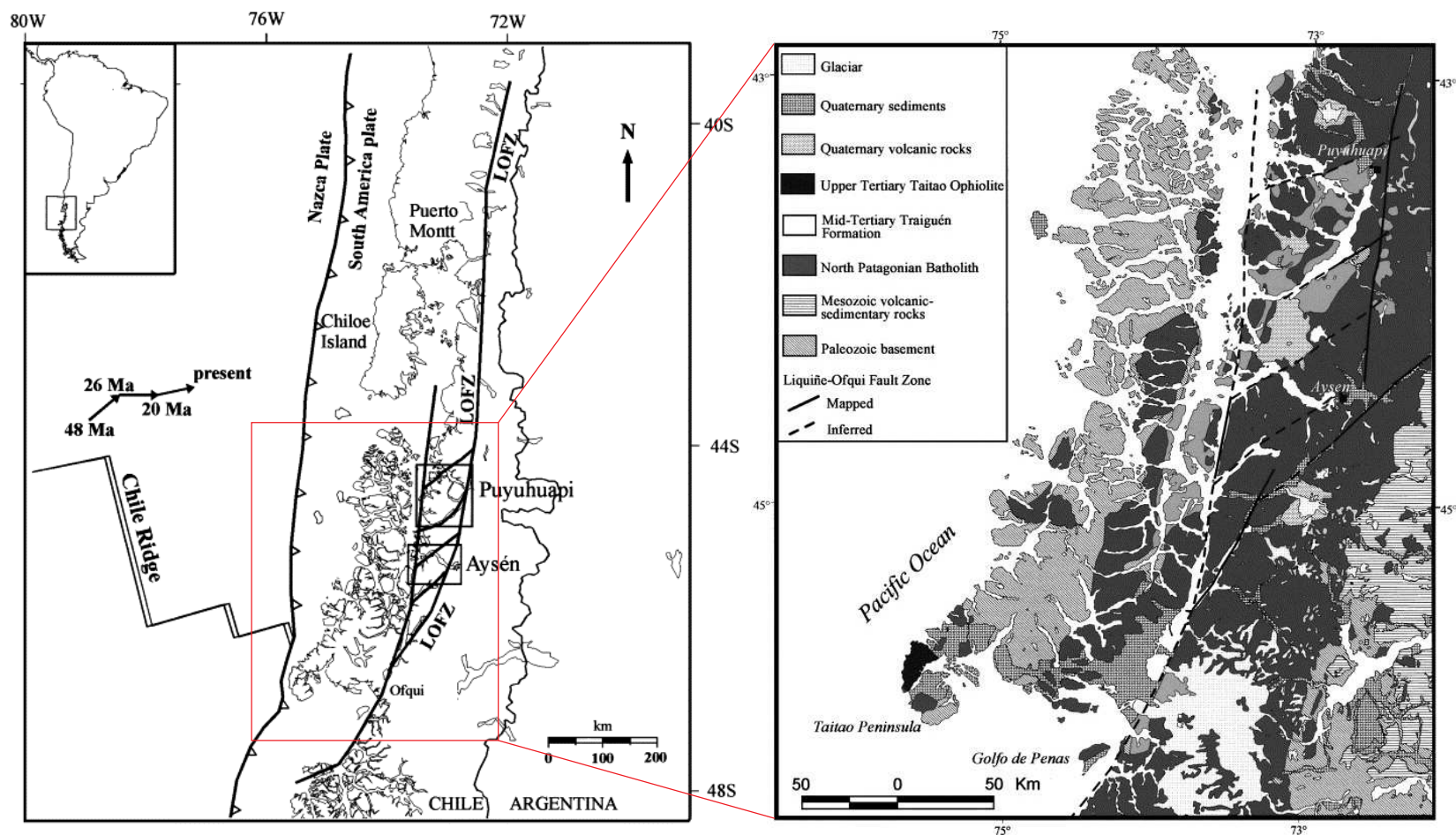


FIGURE 1.2 – Cartes tectonique et géologique des Andes australes. Position du point de jonction triple des plaques Nazca, Sud-américaine et Antarctique. D'après [Cembrano *et al.*, 2002].

La cordillère côtière se compose essentiellement de roches magmatiques et métamorphiques (Paléozoïque supérieur et Mésozoïque) ainsi que de turbidites métasédimentaires (Mésozoïque). La dépression centrale se distingue par son remplissage sédimentaire mésozoïque et quaternaire. Au niveau de la Patagonie où la dépression centrale est inexistante, ce remplissage est remplacé par le batholithe patagonien (figure 1.2). Il s'agit de roches magmatiques calco-alcalines (Mésozoïque et Cénozoïque) [Sernageomin, 2003; Pankhurst & Hervé, 2007].

Le Chili se situe dans la continuité de la ceinture de feu et cela explique le volcanisme accru depuis le début de la phase de subduction. On dénombre environ 2000 volcans dont une grosse quarantaine sont encore actifs et sont des stratovolcans andésitiques. On distingue au Chili trois zones volcaniques, les zones andines centrale (14–28°S), sud (33–46°S) et australe (49–55°S). C'est principalement la zone volcanique sud (SVZ) qui influence les lacs étudiés dans ce travail. Cette zone montre en outre des compositions plus basaltiques qu'au nord [Pankhurst & Hervé, 2007].

Les éruptions volcaniques peuvent avoir une influence sur la sédimentation lacustre. Cela se traduit généralement par des niveaux de matériel volcanique fin dans la succession sédimentaire du fond d'un lac, les téphras. Il est dès lors intéressant de connaître les principaux volcans de la région ainsi que la date de leurs éruptions passées majeures. A chaque éruption ne correspond pas forcément un niveau de téphra ; cela dépend en effet de la force et de la direction des vents lors de l'éruption ainsi que de la quantité de matériel expulsé par le volcan.

Dans la zone de notre étude, on peut dénombrer dix principaux volcans du nord au sud : Chaitén, Corcovado, Yanteles, Melimoyu, Mentolat, Cay, Macá, Hudson, Arenales et Lautaro (triangles rouges sur la figure 1.3). Le volcan Hudson, relativement proche des deux lacs étudiés, est entré de nombreuses fois en éruption au cours de l'Holocène. Deux éruptions majeures ont eu lieu à  $6800 \pm 100$  et 3600 ans BP. De plus petites éruptions ont été enregistrées plus récemment en 1891, 1971 et 1991 AD. Le volcan Macá est l'autre volcan ayant potentiellement créé un niveau de téphras dans les sédiments du lac Thompson. Il est en effet entré en éruption vers 1540 ans BP [Naranjo & Stern, 1998; 2004; Stern, 2008].

Une autre conséquence de la position du Chili au-dessus de la zone de subduction est le nombre incalculable de séismes et tremblements de terre enregistrés au cours du dernier millénaire. Le séisme le plus important a atteint la magnitude de 9,5 sur l'échelle ouverte de Richter. Il s'est produit le 22 mai 1960 AD et a causé plus d'un millier de pertes humaines [Barrientos, 2007]. Depuis la fin du XVI<sup>e</sup> siècle, onze tremblements de terre de magnitude supérieure à 7 sur l'échelle de Richter ont eu lieu au-delà de 40° de latitude sud (la région étudiée) [Servicio-Sismológico, 2010]. De tels événements ne sont pas négligeables et ont beaucoup de conséquences sur la sédimentation lacustre (dépôts instantanés de niveaux grossiers et remaniés).

On peut encore constater que la Patagonie a fortement été défigurée lors des dernières périodes de glaciation. Les nombreux fjords et archipels littoraux en sont la preuve la plus manifeste. D'une grande calotte recouvrant l'ensemble de la Patagonie, il subsiste actuellement deux principales calottes glaciaires (figure 1.3) :

1. « Hielo Patagónicos Norte » : 46°30'–47°30'S, 3900 km<sup>2</sup> ;
2. « Hielo Patagónicos Sur » : 48°30'–50°30'S, 14000 km<sup>2</sup>.

La ligne d'équilibre des glaciers se situe aux alentours de 1800 mètres d'altitude en raison du grand taux de précipitations [Harrison, 2011].

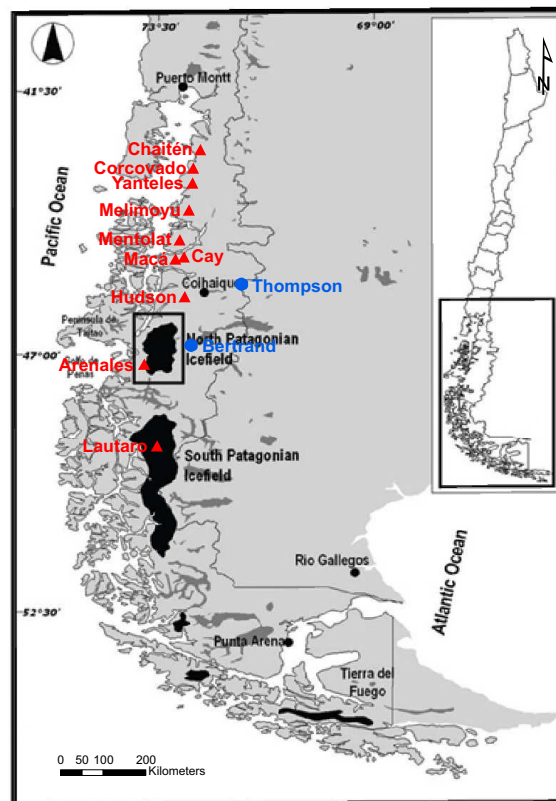


FIGURE 1.3 – Localisation des calottes glaciaires de Patagonie (surfaces noires), des principaux volcans (triangles rouges) ainsi que des deux lacs étudiés (ronds bleus). D'après [Araneda *et al.*, 2007].

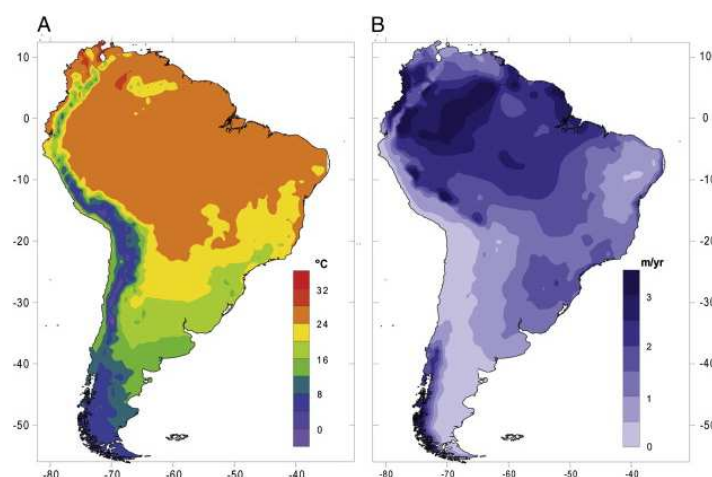


FIGURE 1.4 – Températures (A) et précipitations (B) moyennes annuelles en Amérique du Sud [New *et al.*, 2002; Sagredo & Lowell, 2012].

## Climat

Le Chili dispose d'une très grande variabilité climatique, variabilité latitudinale du fait de sa géographie très allongée du nord au sud, et variabilité longitudinale à cause de la présence de la cordillère des Andes (figure 1.4). On passe d'un climat désertique dans le désert de l'Atacama (le désert le plus aride au monde) à un climat froid de steppe à Punta Arenas tout au sud. La zone étudiée de Patagonie se trouve quant à elle sous un climat tempéré [Miller, 1976].

Au Chili, on constate un lien entre les circulations atmosphérique et océanique (figure 1.5). La limite entre les masses d'eaux subtropicales et polaires forme un gradient de température appelé le front polaire. Ce gradient détermine la position de jet streams subtropicaux à une latitude moyenne de 30°S. Il s'agit de vents d'ouest, forts et humides, appelés également les « Westerlies » [Schwerdtfeger, 1976].

Pendant l'hiver austral, le front polaire nommé « Winter Polar Front » (WPF), remonte un peu en latitude, se positionne à 30°S dans le Pacifique et descend progressivement jusque 45°S au niveau des côtes du Chili [van Geel *et al.*, 2000]. La position de ce front polaire varie donc de manière saisonnière mais également de manière globale vers le sud depuis la fin du dernier maximum glaciaire [Lamy *et al.*, 1999]. C'est selon une large bande latitudinale autour de ce front polaire (40–55°S) que soufflent les Westerlies. Ils sont responsables des abondantes précipitations dans cette région du Chili [van Geel *et al.*, 2000].

Les Westerlies et leur variation latitudinale permettent de distinguer deux régions climatiques au sud du Chili [Miller, 1976] :

1. Au nord de 38°S, on observe un climat tempéré avec une saison sèche estivale due à la descente du front polaire et l'absence de Westerlies.
2. Au sud de 38°S, le climat reste tempéré humide tout au long de l'année. Les Westerlies y soufflent constamment puisque le front polaire ne descend pas suffisamment bas.

Au nord du front polaire, se situe une cellule de hautes pressions atmosphériques, appelée « South Pacific Subtropical High ». Les flux atmosphériques de cette cellule se font selon le sens anti-horloger. Cette circulation renforce donc la production des Westerlies au sud de la

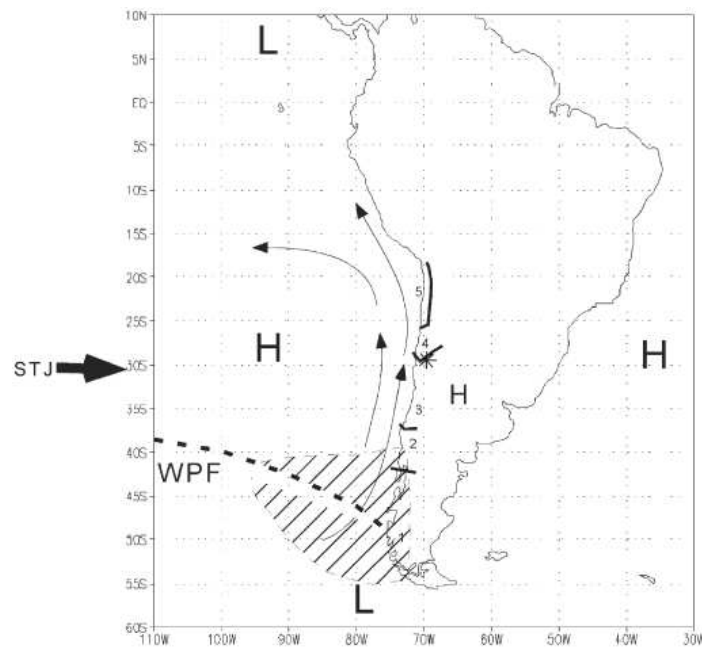


FIGURE 1.5 – Position des zones de hautes (H) et basses (L) pressions atmosphériques, des jet streams subtropicaux (STJ), du front polaire hivernal (WPF), du courant océanique péruvien (fines flèches) et enfin de la zone de précipitations hivernales intenses en marge de la Patagonie (zone hachurée). (1) Climat tempéré froid et humide, (2) climat tempéré humide sans saison sèche, (3) climat subtropical semi-aride avec saison estivale sèche, (4) climat subtropical aride et semi-aride dans les Andes, et (5) climat extrêmement aride [van Geel *et al.*, 2000].



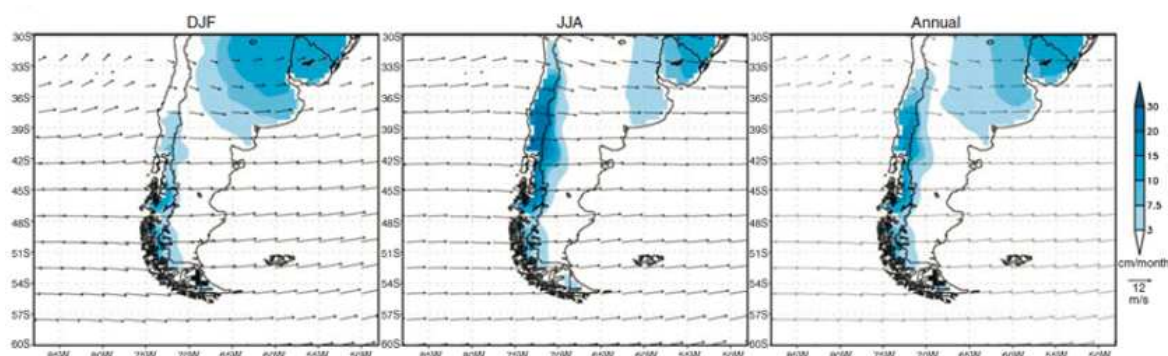


FIGURE 1.6 – Taux de précipitations moyens (cm/mois) pour l'été (DJF, Décembre-Janvier-Février), l'hiver (JJA, Juin-Juillet-Août) ainsi que pour l'année entière (Annual) et directions des vents (700 hPa) en Patagonie [Moy *et al.*, 2009].

cellule. Cela se répercute au niveau de la circulation océanique par la mise en place du courant péruvien. Ce courant océanique est en effet poussé par les Westerlies et suit la cellule de hautes pressions le long des côtes chiliennes du sud au nord. Le courant péruvien est caractérisé par des masses d'eaux froides et une atmosphère surjacente sèche [Schwerdtfeger, 1976].

L'effet combiné des Westerlies humides au sud et des masses d'air sec transportées par le courant péruvien au nord crée un gradient latitudinal de précipitations au Chili (figure 1.6). On retrouve donc un pôle très pluvieux au sud (Patagonie) et un pôle très aride au nord (désert de l'Atacama) [Miller, 1976]. Par ailleurs, les précipitations se font préférentiellement durant l'hiver austral avec un maximum vers juin [van Geel *et al.*, 2000; Moy *et al.*, 2009].

Selon la longitude, on observe une augmentation des précipitations vers la cordillère des Andes. En effet, les masses d'air humide du Pacifique provoquent plus de précipitations en altitude. Une fois cet obstacle passé vers l'est, on note une considérable baisse des précipitations et on passe à une région plus aride comme en atteste la célèbre pampa argentine [Lamy *et al.*, 2001].

## 1.2 Cycles ENSO

Les cycles ENSO (« El Niño-South Oscillation ») sont faits de deux phénomènes périodiques. Le premier, appelé El Niño-La Nina, est en une alternance d'anomalies climatiques positives et négatives. El Niño consiste en un réchauffement des masses d'eaux chaudes du Pacifique équatorial vers l'est provoquant une remontée des eaux à l'ouest (« upwelling »). Par contre, pour La Nina, le processus inverse se forme avec un upwelling au niveau des côtes sud-américaines. Le second phénomène, l'oscillation australe, montre des pressions atmosphériques inversées entre l'est et l'ouest du Pacifique. Il provoque une inversion des vents et une redistribution des précipitations dans l'océan Pacifique. Ces deux phénomènes sont en bonne corrélation et ont une périodicité multi-annuelle (entre 2 et 7 années, en moyenne 4) [Cane, 2005; De Batist *et al.*, 2007].

Les cycles ENSO ont un impact surtout sur les précipitations et les températures annuelles. Durant un événement El Niño, on note un déficit de précipitations pendant l'été (janvier-février-mars dans l'hémisphère sud). Comme il fait plus sec, l'apport détritique du bassin versant autour d'un lac est considérablement réduit et les épaisseurs de varves diminuées.



Pour les vingt dernières années, une étude sur le lac Puyehue a pu confirmer ce lien précis entre la réduction de l'épaisseur de varves lacustres et le phénomène El-Niño [Fagel *et al.*, 2008]. Il est néanmoins probable que les effets de ce phénomène deviennent de plus en plus négligeables au-delà de 40°S [Montecinos & Aceituno, 2003].

## 1.3 Variabilité climatique au cours de l'Holocène récent

Les carottes étudiées dans le cadre de ce mémoire sont susceptibles de remonter de quelques milliers d'années dans le passé. Il est donc nécessaire de s'intéresser aux changements climatiques majeurs observés en Patagonie au cours de ces derniers millénaires.

Nous pensons directement au réchauffement médiéval et au petit âge glaciaire, sans oublier la tendance la plus récente observée, le réchauffement climatique rapide de ces 50 dernières années [Lamb, 1977; Williams & Wigley, 1983; Moy *et al.*, 2009].

### 1.3.1 Réchauffement médiéval et petit âge glaciaire

Le réchauffement médiéval ou « optimum climatique médiéval » (OCM), consiste en une période caractérisée par un climat relativement doux et située entre les IX<sup>e</sup> et XIV<sup>e</sup> siècles. Les températures moyennes de cette période devraient en principe être fort proches des moyennes actuelles. Les siècles suivant directement ce réchauffement médiéval, présentent un climat beaucoup plus froid (entre le XV<sup>e</sup> et la fin du XIX<sup>e</sup> siècle) qui a donné à cette période le nom de petit âge glaciaire, le Little Ice Age (LIA). En effet, bon nombre de glaciers ont connu un net avancement lors de cette période, aussi bien dans l'hémisphère nord que dans le sud [Foucault, 2009].

Le réchauffement médiéval et le LIA sont assez bien documentés dans l'hémisphère nord (Europe et Amérique du Nord) et sont donc bien définis spatialement et temporellement. Par contre, dans l'hémisphère sud, ces phénomènes sont beaucoup moins étudiés et semblent moins manifestes. Le Chili, notamment, est pauvre en données historiques comme peintures, croquis, cartes topographiques. Mais des études récentes de carottes de glace, de sédiments lacustres ou encore d'études dendrochronologiques, polliniques, et autres apportent quelques éléments utiles. Plus généralement, durant la période présumée du LIA, on a pu constater en Patagonie l'avancée de nombreux glaciers [Araneda *et al.*, 2007]. De nombreux travaux ont déjà été réalisés et ont pu fournir diverses preuves quant à l'occurrence de l'OCM et du LIA en Amérique du Sud [Meyer & Wagner, 2009].

Des chercheurs ont étudié les variations du rapport isotopique de l'oxygène ( $\delta^{18}O$ ) pour différentes carottes de glaciers andins. Une baisse des valeurs isotopiques entre 1600 et 1780 AD serait la conséquence du début du LIA [Vimeux *et al.*, 2009].

Une autre étude, plutôt sédimentologique, a souligné une augmentation de l'apport terrigène du lac Puyehue en relation avec un climat très humide au Chili entre 1490 et 1700 AD. Cela correspondrait au début du LIA en Europe. Par la suite, de 1700 à 1900 AD, le climat a été très sec [Bertrand *et al.*, 2005].

Villalba a reconstruit les températures estivales en Patagonie nord pour le dernier millénaire. Il a pu souligner une période chaude entre 1080 et 1250 AD, ce qui correspond au réchauffement médiéval. Entre 1270 et 1660 AD, le climat a été plus froid et humide et s'apparenterait au LIA [Villalba, 1994; Villalba *et al.*, 2001].

Une étude comparée sur les diatomées, chironomides et pollens a également pu souligner l'existence du LIA entre 1550 et 1900 AD comme étant une période froide et sèche. Elle n'a

néanmoins pas pu démontrer l'existence du réchauffement médiéval [Urrutia *et al.*, 2010].

Bien que leurs limites restent encore assez floues, les phénomènes de réchauffement médiéval et de LIA semblent donc bel et bien présents dans l'hémisphère sud. Le réchauffement médiéval n'est probablement pas un phénomène global dans cet hémisphère ou alors il est de faible magnitude.

### 1.3.2 Réchauffement climatique récent

Il semble fort probable que l'arrivée des activités industrielles anthropiques aient complètement perturbé les variations naturelles du climat notamment via le rejet d'importantes quantités de gaz à effet de serre. Pour le dioxyde de carbone ( $\text{CO}_2$ ) par exemple, la concentration était d'environ 280 ppm (partie par million) jusqu'au XIX<sup>e</sup> siècle et a augmenté jusqu'à 386 ppm en 2008 AD. Cette augmentation récente du  $\text{CO}_2$  doit être confrontée avec l'augmentation d'environ 100 ppm relevée pour la dernière grande déglaciation de 18 à 7 ka BP. On observe donc pour la période récente, une augmentation d'amplitude équivalente ( $\pm 100$  ppm) mais qui s'est déroulée extrêmement rapidement [Foucault, 2009].

## 1.4 Archives climatiques

Malgré une multitude d'archives climatiques possibles, ce travail se base sur les carottes lacustres, leur contenu sédimentologique et biologique. Mais avant d'aborder les méthodes et les résultats, il est important de définir l'objet de notre étude et de rappeler les principales caractéristiques de la sédimentation lacustre et des diatomées.

### 1.4.1 Sédimentation lacustre

Un « lac » est un objet ponctuel dans l'espace et temporaire dans le temps à l'échelle de la planète et de l'histoire de la Terre. Son origine est souvent liée à des événements géologiques importants tels les tremblements de terre, le volcanisme, les glissements de terrain, les glaciations... Les caractéristiques d'un lac ne se limitent pas à son étendue d'eau ; elles décrivent aussi son bassin versant entier (ou aire de drainage). C'est cette zone qui influence le plus le type de dépôts rencontrés dans le lac car elle est en constante érosion.

Les lacs étudiés dans ce travail sont d'origine glaciaire. Ils sont encaissés dans un bassin rocheux pouvant être un ancien cirque glaciaire, une ancienne zone de piedmont ou tout autre creux issu de l'érosion du glacier. Lors de leur fonte à la fin d'une période de glaciation, les glaciers laissent derrière eux de nombreux creux encore remplis de glace. Cette glace fond alors progressivement et laisse place à un lac.

Ainsi, les lacs glaciaires constituent de nombreux bassins individuels remarquables pour l'interprétation environnementale et climatique au cours de l'Holocène [Håkanson & Jansson, 1983].

La production primaire d'un lac est réalisée par les organismes autotrophes qu'il contient (algues et phytoplancton). Elle est dépendante des conditions physiques du lac comme la luminosité, la température de l'eau ou encore l'apport de nutriments. Ainsi, des lacs peuvent être différencier selon leur productivité primaire. On parle de lac oligotrophique lorsque la productivité primaire du lac est faible. Ses eaux sont alors très transparentes à cause du faible contenu en algues et autres nutriments. Lorsqu'au contraire, le lac montre une grande productivité biologique, ses eaux sont plus opaques et on utilise le terme de lac eutrophique.

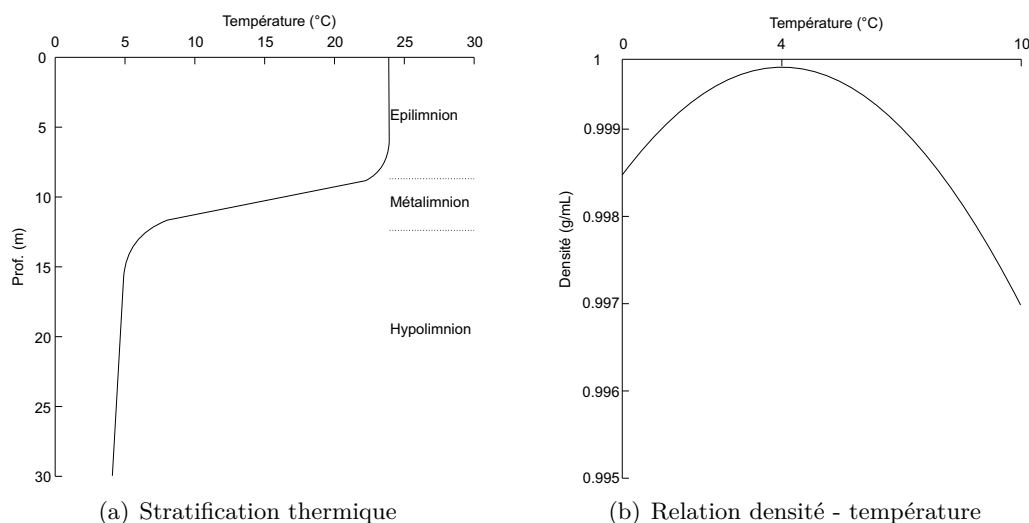


FIGURE 1.7 – (a) Stratification thermique d'un lac. D'après [Wetzel, 1975] et [Håkanson & Jansson, 1983]. (b) Relation entre la densité et la température de l'eau. D'après [Lindell, 1980].

La situation intermédiaire porte quant à elle le nom de mésotrophique [Håkanson & Jansson, 1983].

Une autre manière de différencier des lacs repose sur la distribution des températures en fonction de la profondeur. On observe en effet dans les lacs une stratification thermique (figure 1.7a) résultant de la différence de densité entre les eaux dont la température est supérieure ou inférieure à 4°C (figure 1.7b). Ainsi, les eaux de surface, exposées au soleil, sont toujours plus chaudes et plus légères. Elles « flottent » et constituent l'épilimnion. Au fond d'un lac, on trouve par opposition les eaux les plus froides et donc les plus denses formant la couche appelée l'hypolimnion. Il existe une zone de transition nommée le métalimnion où l'on observe une chute rapide des températures.

Dans certains lacs, lorsque l'air ambiant est fort froid, les eaux de surface sont plus froides qu'en profondeur. On parle alors de stratification inverse. Cela est dû à la distribution parabolique de la densité de l'eau en fonction de la température, avec le maximum de densité à 4°C (figure 1.7b). Lorsque l'air est très froid en hiver, la couche de surface du lac présente des températures inférieures à 4°C et devient plus légère que les eaux profondes. Lorsqu'un lac présente les deux types de stratification en fonction de la saison (eaux du surface plus chaudes en été et plus froides en hiver que les eaux de fond), il est appelé lac dimictique. Ce retournement de la stratification (ou « turn-over ») peut également être influencé par les vents [Håkanson & Jansson, 1983].

Deux types de sédiments se déposent au fond d'un lac. Les sédiments autochtones se forment via des processus in-situ. Ils peuvent être d'origine biologique (restes d'organismes lacustres, les diatomées entre autres) ou minérale (minéraux endogènes formés dans la colonne d'eau et minéraux authigènes dérivés de l'altération diagénétique). Les sédiments allochtones proviennent de l'altération du bassin versant, de dépôts fluviaux, glaciaires ou encore de dépôts éoliens (cendres volcaniques par exemple). Les minéraux détritiques de ces sédiments reflètent la tectonique du bassin sédimentaire, l'origine des sédiments, la nature et l'intensité des processus d'altération du bassin versant ainsi que le processus de transport. Leur étude

permet donc de mettre en évidence des changements passés de la morphologie et du drainage du bassin versant. Des pluies régulières provoquent davantage d'érosion et de transport de particules détritiques, celles-ci pouvant toutefois être retenues par d'éventuelles plantes. Les minéraux endogéniques sont témoins des anciennes conditions chimiques et limnologiques du lac lors de leur formation [Håkanson & Jansson, 1983; Last, 2001].

Une fois arrivées dans le lac, toutes ces particules ne restent pas indéfiniment en suspension dans la colonne d'eau et finissent tôt au tard par sédimenter. Une partie de ces dépôts sédimentaires peut cependant être remise en suspension via différents processus tels les écoulements gravitaires (turbidites par exemple), l'action du vent, des courants... [Håkanson & Jansson, 1983]

### 1.4.2 Diatomées

Les diatomées ou algues siliceuses sont des organismes diploïdes, unicellulaires, vivants seuls ou en colonie, communs aux eaux douces, au milieu marin et à différents substrats. Même si le groupe possède une large gamme d'habitats possibles (température et salinité), chaque espèce est souvent spécifique d'un domaine très étroit de conditions écologiques. Ce groupe comprend quelques centaines de genres, pour environ 20 000 espèces, dont moins de 50% habitent les eaux douces.

Dans les grandes rivières et les lacs, elles sont les photosynthétiseurs les plus importants au cours des mois d'hiver et sont très sensibles aux changements environnementaux. Grâce à leur très bonne capacité de préservation dans les sédiments lacustres à cause de leur test siliceux, les diatomées peuvent être qualifiées de très bons traceurs pour les reconstructions climatiques en milieu lacustre [Rivera *et al.*, 1982; Bignot, 2001].

Dans les eaux douces, elles peuvent être les organismes dominants. Selon leur mode de vie, on qualifie les diatomées de planctoniques, benthiques ou typhoplanctoniques. Les organismes (eu)planctoniques sont, tout au long de leur vie, suspendus dans la colonne d'eau. Certaines espèces qui ne passent qu'une partie de leur vie dans la colonne d'eau sont qualifiées de méroplanctoniques. Les organismes benthiques, eux, restent en permanence accrochés au sédiments sur les bords des lacs. On les rencontre à des profondeurs variables selon la pénétration de la lumière et le type de substrat. Il arrive toutefois que des individus benthiques puissent être arrachés à leur substrat de fixation, se retrouver ainsi suspendus dans la colonne d'eau ; ces individus sont appelés tychoplanctoniques [Battarbee *et al.*, 2001].

Chaque lac est défini par son contenu en diatomées, différent d'un autre. En effet, chaque genre et espèce de diatomées vit dans des conditions biologiques et physico-chimiques bien particulières (figure 1.8) [Anderson, 2000; Battarbee *et al.*, 2001] :

- facteurs physiques : température, lumière, turbulence, couverture de glace ;
- facteurs chimiques : pH, salinité, contenu en nutriments et en carbone organique dissout.

Généralement, les diatomées possèdent une paroi cellulaire rigide appelée frustule ou thèque (figure 1.9), composée de silice sous la forme d'opale. Chaque frustule est composé de deux valves légèrement inégales, la supérieure (épithèque ou épivalve) recouvrant l'inférieure (hypothèque ou hypovalve) de plus petite taille. L'ensemble des parois verticales d'un frustule se nomme le cingulum ou suture. Les plaques valvaires sont uni- ou bilamellaires et peuvent être criblées de pores. De plus, elles sont souvent, comme d'autres parties du frustule, ornementées par une série de structures (stries, épines...) dont la forme, la disposition et le nombre sont d'excellents caractères spécifiques des espèces [Rivera *et al.*, 1982; Bignot, 2001].

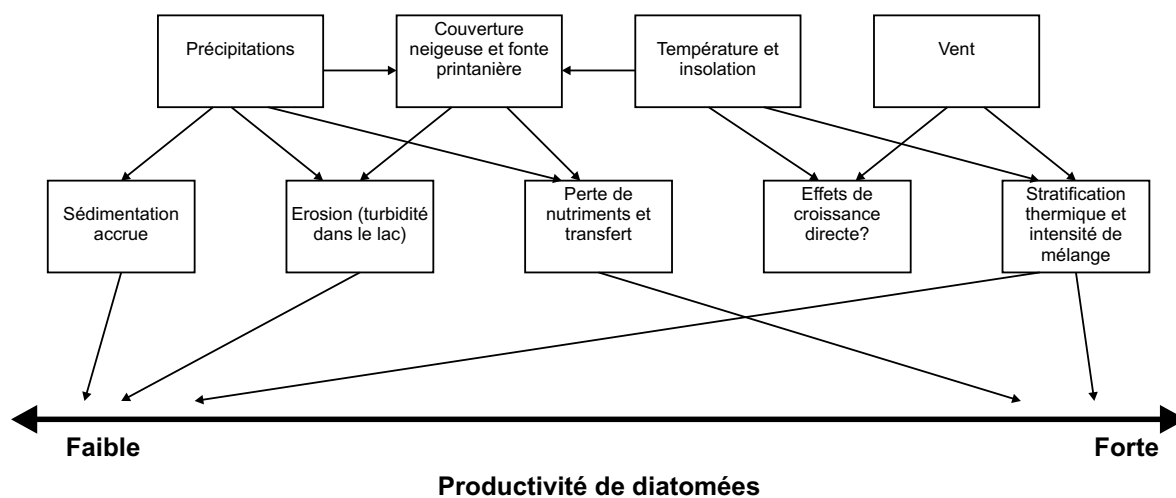


FIGURE 1.8 – Représentation des interactions entre facteurs climatiques contrôlant la productivité des diatomées dans les lacs. D'après [Anderson, 2000].

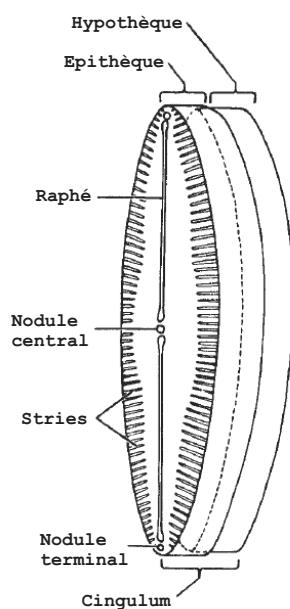


FIGURE 1.9 – Détails d'un frustule de diatomée pennale. D'après [Armstrong & Brasier, 2005].

On définit deux grands groupes de diatomées, les centrales et les pennales. Les diatomées centrales présentent en vue valvaire, des valves circulaires ou semi-circulaires avec des ornements disposés en forme radiale. La formation d'auxospores est liée à un processus sexuel (oogamie). Dans l'autre groupe, les pennales ont une ornementation des valves selon un axe médian (symétrie bilatérale). Les cellules sont allongées et parfois fournies d'un raphé sur l'une ou les deux valves du frustule. La formation d'auxospores ne se fait pas par oogamie [Rivera *et al.*, 1982; Bignot, 2001].

Les diatomées se reproduisent principalement par une simple division de la cellule, où chacune des deux thèques de la cellule mère devient l'épithèque d'une nouvelle cellule fille. De cette sorte, on notera toujours la formation d'une nouvelle hypothèque. Ce dernier processus est relativement rapide (de 10 minutes à plusieurs heures selon les espèces) et se reproduit jusque trois fois par jour. A chaque division successive, les nouvelles cellules sont donc de plus en plus petites. En-deçà d'une certaine limite, les cellules récupèrent la taille spécifique de l'espèce par la formation d'auxospores (un processus sexuel pour la plupart des espèces)[Rivera *et al.*, 1982; Bignot, 2001].

Concrètement, il est possible de différencier des genres et espèces de diatomées selon plusieurs caractéristiques morphologiques dont les principales sont les suivantes :

- forme générale de la valve ;
- type d'union entre les cellules ;
- absence ou présence de raphé ;
- forme des extrémités éloignées et rapprochées du raphé ;
- forme et taille des nodules terminaux et centraux ;
- forme et taille de l'espace central et axial ;
- forme de l'extrémité des valves ;
- disposition et type d'ornementation du frustule ;
- absence ou présence de divers processus.

Devant cette multitude de caractères variables chez une diatomée, il est utile de recourir à une clé d'identification. Une clé a été réalisée pour l'identification des genres chiliens, sa version complète se trouve en annexe B.1 [Rivera *et al.*, 1982].

## Chapitre 2

# Localisation et matériel de l'étude

Ce chapitre est consacré aux caractéristiques géographiques, géologiques et climatiques des deux sites étudiés. Nous décrivons également brièvement les propriétés physico-chimiques des lacs, le matériel récolté et les techniques de prélèvement.

### 2.1 Lac Thompson

Le lac Thompson se situe à 45°38' de latitude sud et à 72°47' de longitude ouest, à une altitude de 751 mètres (figure 2.1). Il se trouve à une vingtaine de kilomètres au sud-est de Coyhaique et à près de 100 kilomètres du volcan Hudson. Sa superficie est légèrement supérieure à 1 km<sup>2</sup>, sa profondeur maximale est de 18 mètres. Son bassin versant (aire délimitée par des lignes de crête ; toutes les eaux atteignant sa surface alimentent un exutoire commun) a une superficie d'environ 16 km<sup>2</sup>. Il est de forme allongée et présente des pentes relativement douces (figure 2.2). D'un point de vue géomorphologique (d'après nos observations sur place), le paysage se compose de cirques, de cuvettes et de moraines. Ces éléments doivent être significatifs d'une ancienne dynamique glaciaire. Cette région a en effet été probablement recouverte de glaciers lors du dernier maximum glaciaire. De nombreux arbres morts figurent au paysage de ce lac témoignant des feux historiques du dernier siècle.

Diverses caractéristiques du lac ont été enregistrés pour les eaux de surface (table 2.1). La température estivale moyenne des eaux est d'environ 9°C. Par ailleurs, on note une assez forte productivité du lac qui le classe parmi les lacs « eutrophes ».

#### Contexte géologique

Une grande partie du contenu des sédiments d'un lac vient de ses apports détritiques. Il est donc utile de dresser un inventaire des types de terrains présents dans le bassin versant avant de pouvoir identifier la source des différents sédiments du lac, de déceler et de dater d'éventuelles connexions entre plusieurs petits bassins.

Profondeur (m)	Température (°C)	pH	Conductivité (μS/cm)
Eaux de surface	14,8	8,38	60,9

TABLE 2.1 – Caractéristiques physiques (température, pH et conductivité) des eaux du lac Thompson (données N. Fagel).

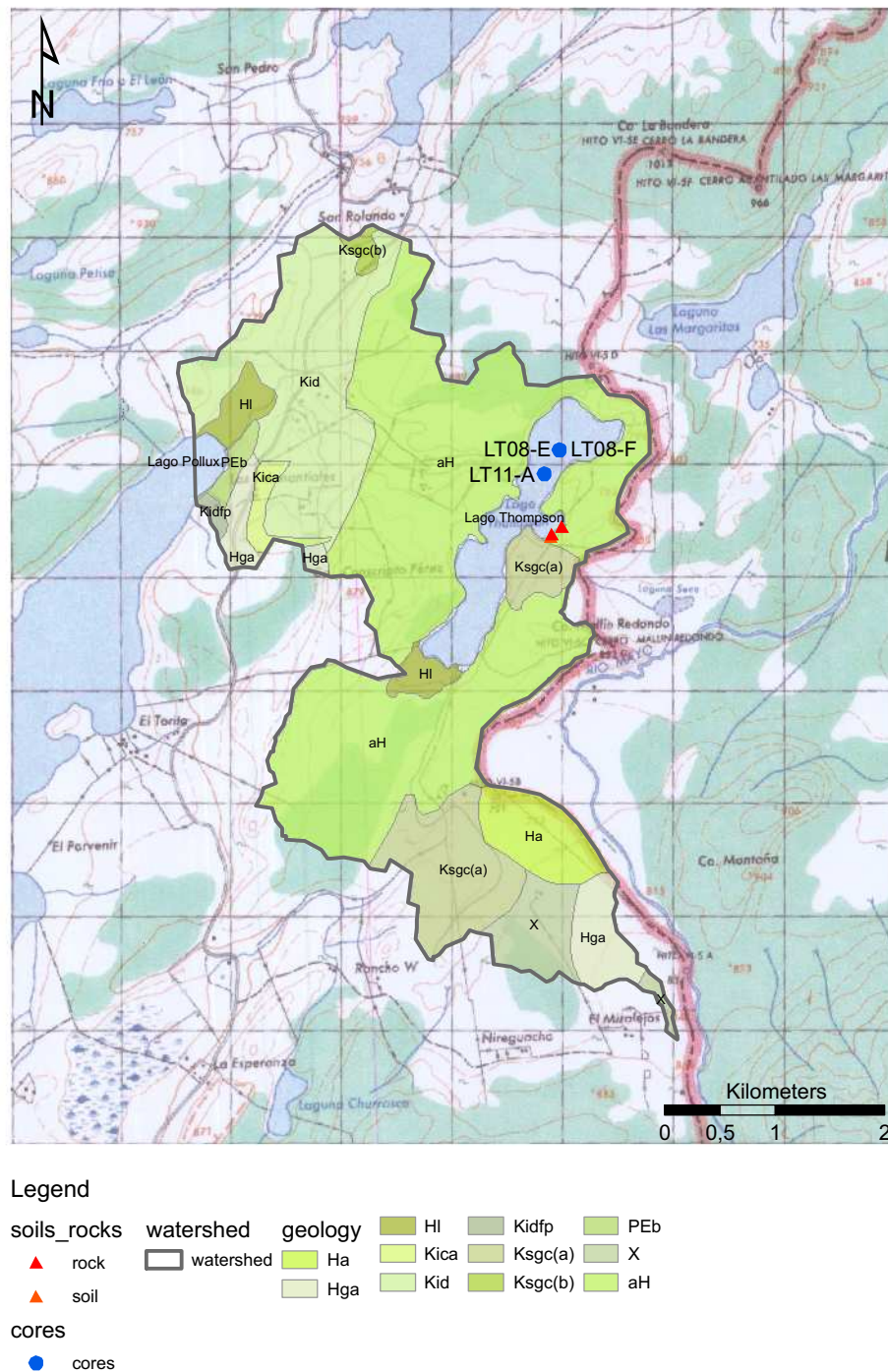


FIGURE 2.1 – Géologie du bassin versant du lac Thompson et position des sondages LT11-A et LT08-F (point bleu) et des échantillons prélevés (données Denisse Alvarez).





FIGURE 2.2 – Photographie d’une partie du lac Thompson prise en janvier 2011. Photo prise depuis une péninsule sur le bord ouest du lac, angle de vue vers l’est-nord-est.

Dans le cas du lac Thompson (figure 2.1), le bassin versant du lac est de faible étendue. On ne dénombre que trois formations majeures drainées par les eaux de ruissellement. Ce sont, par ordre d’importance décroissante, la formation Divisadero (Kid[a]), le complexe intrusif de Castor (Ksgc[a]) et les dépôts lacustres Holocène (HI).

La formation Divisadero date du Crétacé inférieur (118–113 Ma BP) et consiste en un complexe volcanique continental (laves et brèches basaltiques à andésitiques, roches pyroclastiques andésitiques à rhyolitiques) et des intercalations sédimentaires de faible importance. Tout autour du lac Thompson, on rencontre essentiellement des arènes vertes de cette formation.

Le complexe intrusif de Castor s’est mis en place au Crétacé supérieur, il y a 79 Ma. Il s’agit d’un ensemble de petits corps intrusifs et subvolcaniques dioritiques, granodioritiques et monzonitiques, à structure phanéritique ou microphanéritique et porphyrique avec amphiboles et pyroxènes. Autour du lac, ce complexe se distingue par des diorites porphyriques. On trouve notamment une intrusion à l’est du lac et quelques unes beaucoup plus petites à l’ouest.

Sur les plages du lac, et notamment sur ses rives sud, on rencontre des dépôts lacustres holocènes. Ce sont principalement des limons et des argiles avec quelques intercalations arénitiques [De La Cruz *et al.*, 2004].

### Contexte climatique

Le climat de cette région est tempéré humide tout au long de l’année, influencé par les Westerlies. Cette masse d’air humide est en partie contrée par la cordillère des Andes. Il en résulte une diminution des précipitations d’ouest en est [Miller, 1976].

A titre d’exemple, les précipitations à Puerto Aysen ( $45^{\circ}24'S-72^{\circ}42'O$ ) sont beaucoup plus importantes que à Coyhaique ( $45^{\circ}34'S-72^{\circ}04'O$ ) et que dans la pampa de Balmaceda ( $45^{\circ}55'S-71^{\circ}41'O$ ). On note respectivement des valeurs annuelles de 3000, 1164 et 572 millimètres en moyenne [Miller, 1976]. Le niveau des précipitations du lac Thompson se situe autour de cette dernière valeur. On note d’ailleurs un type de végétation à la limite entre celle de la forêt

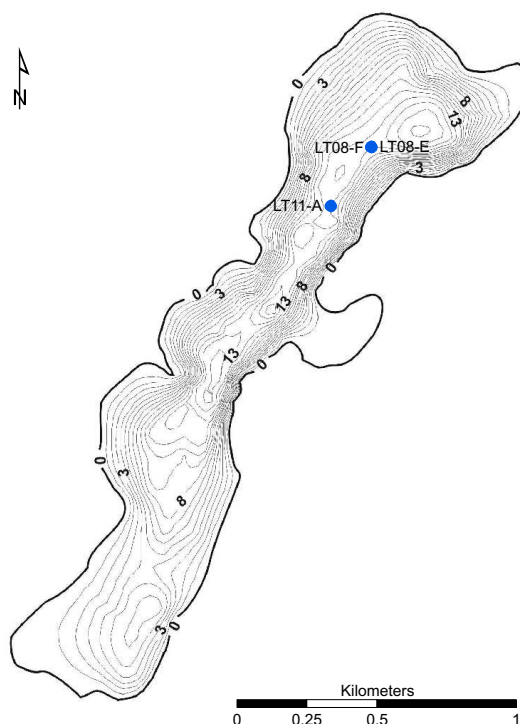


FIGURE 2.3 – Carte bathymétrique du lac Thompson et localisation des carottes LT11-A, LT08-E et LT08-F. (Données : N. Fagel et D. Álvarez).

patagonienne (à l'ouest) et celle de la steppe argentine (à l'est) [Markgraf *et al.*, 2007]. Le type de précipitations dépend quant à lui de l'altitude. La limite entre la pluie et la neige se fait généralement vers 1000 mètres [Miller, 1976].

### Carottes étudiées

La carotte LT11-A a été prélevée le 21 janvier 2011 AD lors de la mission Patagonie 2011 (mission à laquelle j'ai participé et réalisée sous la direction de Nathalie Fagel et de Roberto Urrutia). Un profil bathymétrique du lac (figure 2.3), réalisé lors d'une campagne antérieure, a facilité le choix de l'emplacement du carottage.

Le prélèvement a été effectué dans une zone plane au centre du lac à une profondeur de 15 mètres. Les coordonnées GPS sont  $45^{\circ}38'33,3''\text{S}$  et  $71^{\circ}47'14,1''\text{O}$ . La carotte mesure 176 cm de long.

Deux autres carottes (LT08-E et LT08-F) avaient été prélevées lors de la mission Patagonie 2008 (25 janvier 2008). Elles ont été récoltées au même endroit ( $45^{\circ}38'26,7''\text{S}$  et  $71^{\circ}47'07,0''\text{O}$ ) à 15 mètres de profondeur et elles sont donc confondues sur la figure 2.3. La carotte LT08-E mesurait 140 cm lors du prélèvement (en pratique 131 cm) et a été étudiée par Sébastien Bertrand pour le Woods Hole Oceanographic Institution (MA, USA). Seuls les 131 premiers centimètres sont restés disponibles après échantillonnage. La carotte LT08-F

Profondeur (m)	Température (°C)	pH	Conductivité ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ )
2	13,5	8,4	45
19	12	7,4-7,7	47
92,7	8,9		61,2

TABLE 2.2 – Caractéristiques physiques (température, pH et conductivité) des eaux du lac Bertrand (données N. Fagel).

mesure 126 cm de long et a été étudiée par Laurence Nuttin dans le cadre de son mémoire [Nuttin, 2008-2009].

## 2.2 Lac Bertrand

Le lac Bertrand se situe à 46°55'S et 72°50'O, à 227 mètres d'altitude (figure 2.4). Ce lac possède une superficie d'environ 50 km<sup>2</sup> et une profondeur maximale de 56 mètres. Son bassin versant présente une superficie de plus ou moins 380 km<sup>2</sup>, près de 20 fois plus grande que celle du bassin versant du lac Thompson (section 2.1).

Ce lac se place également dans un contexte clairement glaciaire. Il est en effet situé en bordure est de la cordillère des Andes au niveau de la calotte glaciaire nord-patagonienne. Le lac Bertrand est nourri principalement au nord par le lac General Carrera et se déverse au sud dans le Rio Baker (figure 2.4). Il possède également un large bras abandonné dans sa partie est. Au sud-ouest, il est séparé du lac Plomo par l'ancienne moraine terminale du glacier Soler (figures 2.5 et 2.6). Bon nombre de ruisseaux descendent des montagnes voisines et se jettent dans le lac Bertrand. Les apports détritiques sont donc nettement plus importants que ceux du lac Thompson.

Plusieurs paramètres physiques ont été enregistrés pour trois tranches d'eau (table 2.2). La productivité du lac Bertrand, quoique non négligeable, est cependant bien moins importante que celle du lac Thompson. Ce lac est classé parmi les lacs « oligotrophes ».

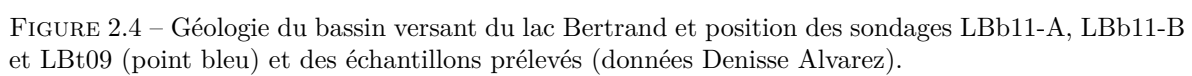
### Contexte géologique

Avec un large bassin versant, les eaux de ruissellement autour du lac drainent une large gamme de terrains.

La majeure partie des terrains, surtout au nord et à l'est du lac (figure 2.4), se compose du complexe métamorphique des Andes orientales (DCcm) âgé du Dévonien-Carbonifère. Ce sont des schistes d'origine sédimentaire silicoclastique avec de petites intercalations de marbres et de metabasites. Le sud-ouest du lac est lui, entouré du complexe plutonique du lac Plomo (Jsgp) daté du Jurassique. Au niveau du bras est du lac, il est possible de trouver en plus des porphyres rhyolitiques silicifiés (Jsp) et des dépôts glaciaires antiques (Plg).

On rencontre tout autour du lac quelques dépôts holocènes (Ha, Hd, Hf). Qu'ils soient alluviaux, deltaïques ou fluviaux, ces dépôts sont caractérisés par des graviers avec des bancs d'arènes et de limons. Toujours datées de l'Holocène, on rencontre également des moraines actuelles (Hm) à l'ouest du lac et une moraine juvenes (Hmj) entre le lac Bertrand et le lac Plomo.

Nous devons aussi nous intéresser aux terrains du bassin versant du lac General Carrera car il alimente majoritairement le lac Bertrand [De La Cruz *et al.*, 2006].





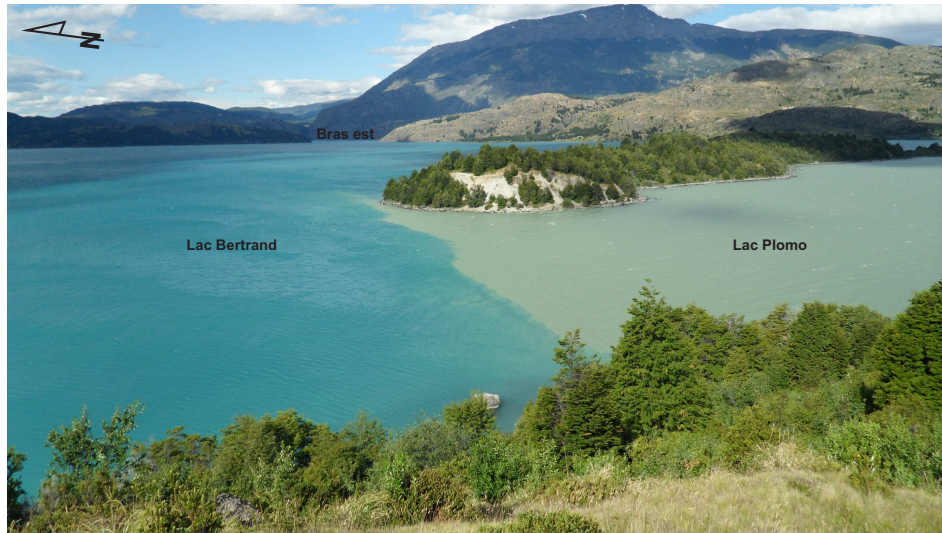


FIGURE 2.5 – Photographie d’une partie du lac Bertrand prise en janvier 2011. Photo prise depuis la moraine ouest au sud du lac, angle de vue vers l’est-nord-est. On distingue la séparation entre les lacs Bertrand et Plomo au niveau d’une ancienne moraine ainsi que le début du bras est du lac Bertrand en arrière-plan.

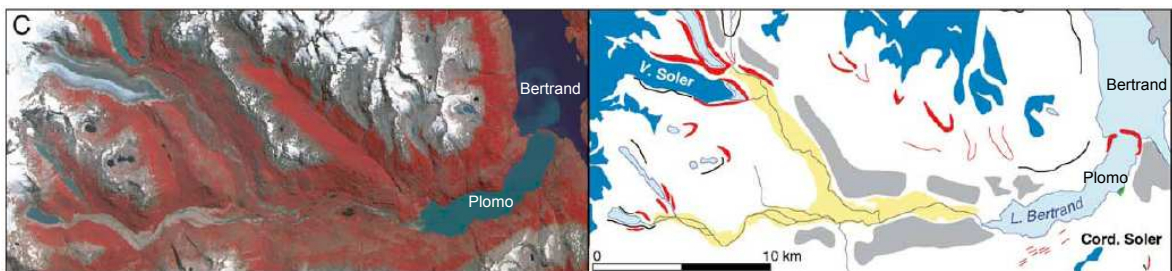


FIGURE 2.6 – Image satellite Terra ASTER et interprétation géomorphologique du sud-ouest du lac Bertrand, avec position des glaciers contemporains et des moraines actuelles et abandonnées [Glasser *et al.*, 2005].

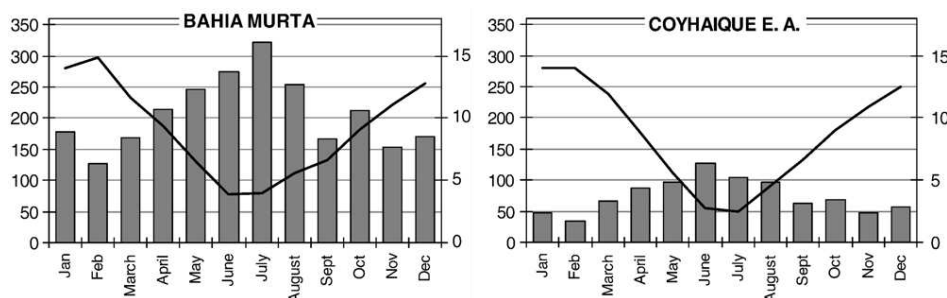


FIGURE 2.7 – Données climatiques enregistrées dans deux stations de Patagonie : Bahia Murta (46°S 73°O) située à environ 50 km au nord-est du lac Bertrand et Coyhaique (46°S 72°O) situé à environ 20 km au nord-ouest du lac Thompson. Les axes des ordonnées de gauche et de droite représentent respectivement les précipitations moyennes mensuelles en mm (bâtonnets) et les températures moyennes mensuelles en °C (courbe noire) [Lopez *et al.*, 2008].

## Contexte climatique

Comme le premier lac, le lac Bertrand est soumis à un climat tempéré humide tout au long de l'année. Egalement situé à l'est de la cordillère des Andes, il reçoit peu de précipitations, mais cependant plus abondantes qu'au lac Thompson (végétation différente) [Miller, 1976]. Cela se vérifie d'ailleurs sur les données météorologiques actuelles puisque la station de Bahia Murta (proche du lac Bertrand) reçoit plus de précipitations que la station de Coyhaique plus proche du lac Thompson (figure 2.7). L'hiver, le lac Bertrand se situe dans la zone maximale potentielle de couverture neigeuse [Lopez *et al.*, 2008].

Le lac Plomo a récemment été étudié par Julie Elbert de l'Université de Bern en Suisse [Elbert *et al.*, 2012]. Son étude a permis de reconstruire les précipitations de la région pour les 5 derniers siècles (figure 2.8). Elle a ainsi pu mettre en évidence plusieurs périodes plus humides : autour de 1600 AD, entre 1630–1690 AD, 1780–1850 AD. Au contraire, une période sèche importante a été repérée entre 1690 et 1780 AD. Ces résultats seront discutés en parallèle avec les données recueillies dans le lac Bertrand.

## Carottes LBb11-A et LBb11-B

Les carottes LBb11-A et LBb11-B ont été extraites le 26 janvier 2011 au même endroit. Deux facteurs ont influencé le choix du site : l'absence d'un profil bathymétrique précis et la grande profondeur du lac. Le carottage a été fait dans le bras est du lac (figure 2.4), là où la profondeur est moins importante et les conditions de navigation plus favorables.

Les carottes ont été prélevées au nord de ce bras, à une profondeur de 21 mètres. Les coordonnées GPS recalculées<sup>1</sup> sont 46°55'55,8"S et 72°47'28,9"O. Les carottes LBb11-A et LBb11-B sont respectivement longues de 163 et 156 cm.

La carotte LBb11-A est préférentiellement utilisée car l'extraction de la carotte LBb11-B a été plus délicate. En effet, une perturbation du sédiment a pu se produire à cause d'une mauvaise manipulation du marteau pour enfoncer la carotte.

1. Les coordonnées de l'emplacement des carottes et échantillons de sol ou de bedrock mesurées lors de la mission Patagonie 2011 étaient erronées. Chaque point se trouvait plusieurs centaines de mètres au nord-ouest de son emplacement réel. De nouvelles coordonnées ont été calculées en effectuant la même translation pour chaque point afin de les recentrer sur leur emplacement réel.

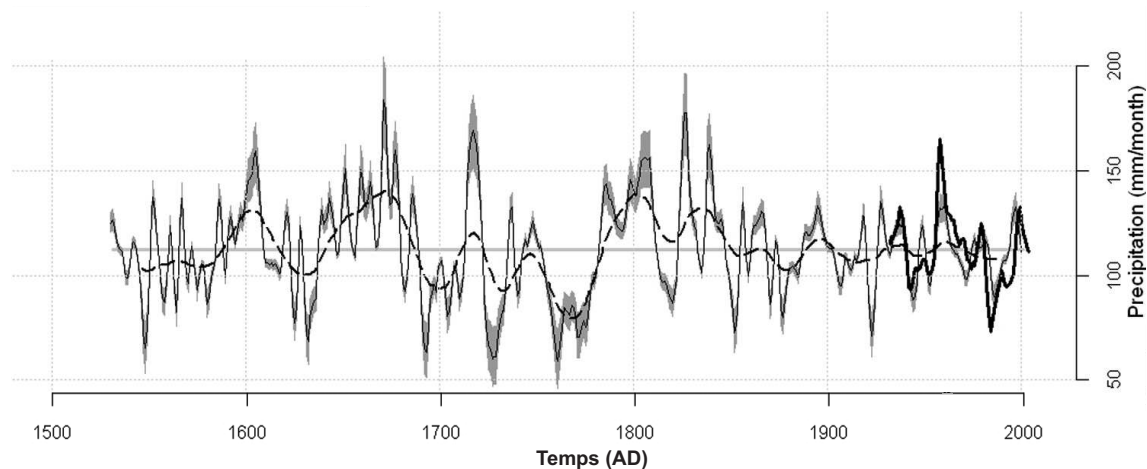


FIGURE 2.8 – Reconstruction des précipitations hivernales (JJA) basées sur le taux d’accumulation sédimentaire en fonction du temps (jusque 1530 AD). La ligne noire épaisse correspond à un lissage sur 5 ans des données de précipitations CRUTS 3.0 pour la période de calibration (dernier siècle) ; la fine ligne noire aux précipitations reconstruites avec leur erreur ; la ligne tiretée au lissage sur 30 ans des précipitations reconstruites ; la ligne grise horizontale aux précipitations hivernales moyennes de la période de calibration [Elbert *et al.*, 2012].

Dans ce mémoire, la carotte LBt09 venant du lac principal est également utilisée. Cette carotte a été prélevée lors de la mission Patagonie 2009 (24 janvier 2009) à 22 mètres de profondeur ( $46^{\circ}58,6'S$  et  $72^{\circ}53,2'O$ ). La carotte mesure 104 cm et a été étudiée par Julien Brix à l’ULg [Brix, 2009-2010].

# Chapitre 3

## Méthodes

Ce chapitre a pour but d'expliquer les techniques d'analyses utilisées dans ce mémoire. Nous discutons d'abord du choix de l'emplacement des carottages, des techniques d'extraction et de leur échantillonnage. Nous décrivons ensuite les méthodes de datation des sédiments. Enfin, nous expliquons l'ensemble des méthodes utilisées au laboratoire pour analyser des sédiments.

### 3.1 Carottage et sous-échantillonnage

Dans chacun des lacs, les carottes ont été prélevées dans des zones suffisamment éloignées de la rive, où les bathymétries étaient relativement planes. Cela optimise au maximum l'homogénéité des sédiments déposés, voire des varves. En effet, sur les pentes, les dépôts sont souvent perturbés par des effets gravitaires. La bathymétrie a été établie au préalable avec un échosondeur fixé au bateau, en répétant plusieurs traversées parallèles. Dans le cas de plus petits lacs, on peut aussi utiliser un échosondeur manuel (« Water-Depth-Gauge »).

Les carottes sont prélevées en utilisant un carottier par gravité, du type « Uwitec corer » (figure 3.1), depuis un petit zodiac [Niederreiter, 2007].

Le dispositif, simple si le tube est court (1 m) ou avec marteau si le tube est long (2 m), est descendu progressivement dans la colonne d'eau grâce à une corde. Dans la phase terminale de sa descente, on lâche la pression sur la corde et le carottier coule alors par gravité et s'enfonce dans le sédiment. Dans le cas d'une carotte longue, on actionne le marteau en tirant sur une seconde corde qui lui est attachée. On répète ce processus jusqu'à ce que l'enfoncement s'arrête puis on relève le dispositif en tirant sur la corde principale. Cela libère le « core catcher » qui vient bloquer le sédiment à la base de la carotte dès que celle-ci sort du fond du lac. La quantité de sédiments récoltés dépend de nombreux paramètres comme la hauteur de chute par gravité du carottier, la granulométrie du sédiment, sa teneur en eau et sa compaction ou encore le nombre de coups de marteau donnés. La qualité du sédiment et surtout la préservation de sa structure interne dépend elle aussi de différents paramètres, notamment la façon dont le dispositif entre en contact avec la surface de sédiment. Il arrive souvent que le sédiment soit déformé, le plus souvent par une compaction [Glew *et al.*, 2001].

De la mousse synthétique de fleuriste est utilisée pour remplir la partie supérieure de la carotte et maintenir ainsi le sédiment légèrement comprimé. Cela évite d'éventuelles perturbations lors du rapatriement des tubes.



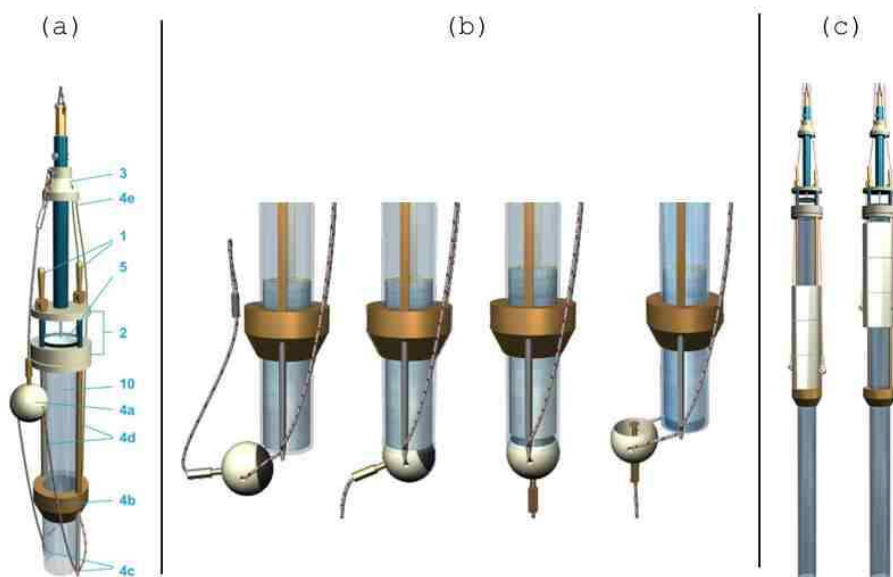


FIGURE 3.1 – Corer Uwitec : (a) simple pour tube court, (b) système de blocage du sédiment lors de la remontée du dispositif, et (c) carottier avec marteau pour tube long [Niederreiter, 2007].

Au laboratoire, chaque carotte a été coupée en deux longitudinalement (figure 3.2). La première moitié constitue une archive de référence (carotte « archive ») utilisée néanmoins pour donner certaines caractéristiques via quelques processus décrits dans la section 3.3. La seconde moitié subit diverses analyses (carotte « analyses »). Pour ce faire, on sous-échantillonne cette demi-section en tranches d'un centimètre, elles-mêmes séparées en trois. Les diverses analyses sont également expliquées dans la section 3.3.

## 3.2 Datation

Lorsque l'on étudie les changements environnementaux et climatiques, il est nécessaire de placer les données dans le temps et de savoir exactement au cours de quelle période les changements ont eu lieu. Pour cette raison, il est essentiel de dater les sédiments étudiés.

En sédimentologie lacustre, il existe diverses façons de dater la succession sédimentaire avec plus ou moins de précision. Il s'agit par exemple du comptage des varves annuelles, de la téphrochronologie (téphras associés à des éruptions volcaniques connues) ou encore de la biostratigraphie (datation grâce au contenu fossilifère des sédiments).

Une autre méthode utilisée dans des études paléoenvironnementales et paléoclimatologiques s'est développée durant la seconde moitié du XX<sup>e</sup> siècle. Il s'agit de la méthode de datation radiométrique, basée sur le principe de la désintégration d'isotopes radioactifs d'origine naturelle et/ou anthropique [Roberts, 1998; Foucault, 2009]. Seule cette dernière méthode de datation a été utilisée dans ce mémoire.

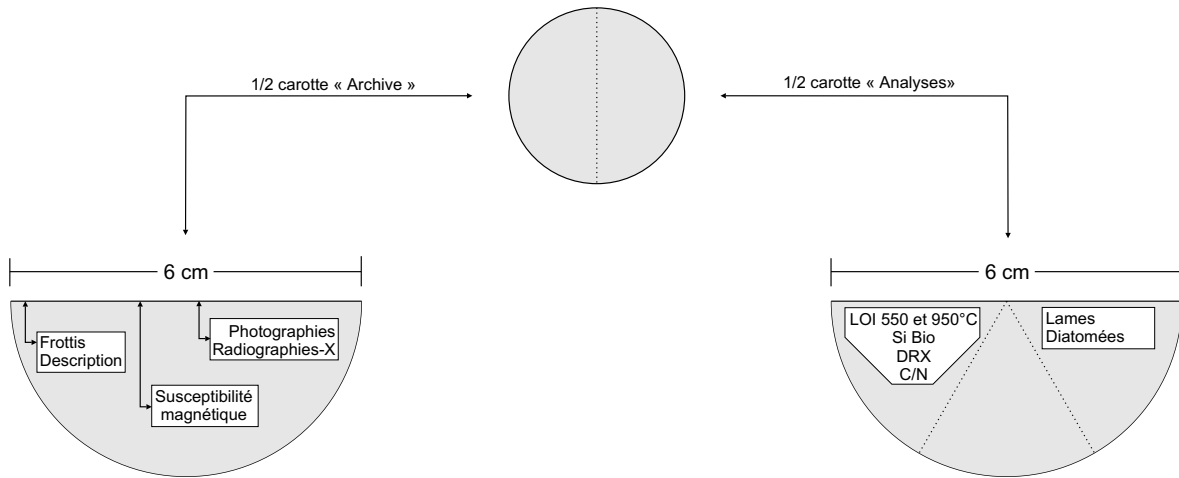


FIGURE 3.2 – Schéma d'échantillonnage de la carotte et méthodes utilisées.

### 3.2.1 Datation radiométrique

Un corps radioactif peut se désintégrer d'une quantité proportionnelle à sa masse durant une certaine période. Cette désintégration suit une loi exponentielle de forme

$$N(t) = N_0 \times e^{-\lambda t} \quad (3.1)$$

où  $N_0$  est le nombre d'atome initial,  $N(t)$  le nombre d'atome après la réaction au temps  $t$ , et  $\lambda$  une constante propre à chaque élément.

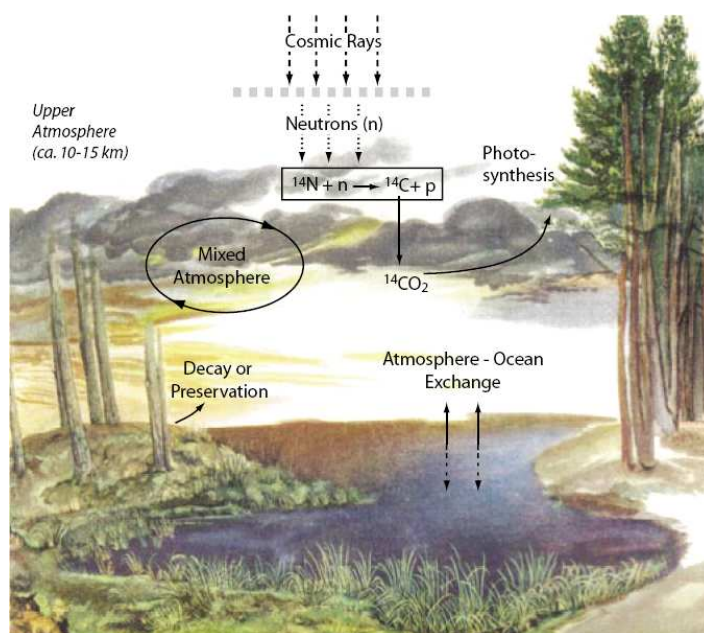
En pratique, on nomme la durée qu'il faut à un corps pour se désintégrer de moitié, la période radioactive ou encore demi-vie. Ces demi-vies varient d'un élément à l'autre et sont d'ordre de grandeur fort différent ; on note par exemple une demi-vie de 4,51 Ma pour l'uranium-238 ( $^{238}\text{U}$ ) et 5730 ans pour le carbone-14 ( $^{14}\text{C}$ ). Deux autres isotopes qui nous intéressent dans le cadre de ce mémoire sont le césium-137 ( $^{137}\text{Cs}$ ) et le plomb-210 ( $^{210}\text{Pb}$ ) qui ont respectivement des demi-vies d'environ 30 et 22 ans.

Par calcul, il est donc possible de dater des sédiments contenant un isotope radioactif. Mais, il est nécessaire de connaître la proportion de cet isotope à l'origine [Walker, 2005; Foucault, 2009].

#### Isotope $^{14}\text{C}$

Le carbone possède trois isotopes de masse atomique 12, 13 et 14. Seul l'isotope 14 du carbone est radioactif ; il possède une demi-vie de 5730 ans et son abondance est de  $1,2 \times 10^{-12}\%$ . Cet isotope résulte du bombardement de neutrons d'origine cosmique sur des atomes d'azote ( $^{14}\text{N}$ ). Le  $^{14}\text{C}$  peut alors se lier à l'oxygène pour former une molécule de dioxyde de carbone ( $^{14}\text{CO}_2$ ). Une fois ce  $^{14}\text{CO}_2$  assimilé par les plantes lors de la photosynthèse, il présente une composition isotopique en équilibre avec celle de l'atmosphère. A la mort de l'organisme, les échanges avec l'atmosphère sont interrompus et l'organisme est isolé de tout nouvel apport en  $^{14}\text{C}$ . La quantité de  $^{14}\text{C}$  va alors diminuer ne subissant plus que le phénomène de désintégration (figure 3.3).

A partir de la matière organique fossile retrouvée dans les sédiments, on peut retrouver l'âge de la mort de l'organisme en mesurant la quantité restante de  $^{14}\text{C}$ . Au-delà de 45000 ans,

FIGURE 3.3 – Production et cycle du radiocarbone [Hajdas *et al.*, 2006].

la quantité restante de  $^{14}\text{C}$  devient trop faible pour être mesurée avec précision [Walker, 2005; Foucault, 2009].

Sachant que le rapport  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  de l'atmosphère n'est pas constant au cours du temps (il varie avec l'activité solaire), il convient d'appliquer une correction systématique aux mesures effectuées [van Geel *et al.*, 2003]. C'est ce qu'on appelle la calibration. Des courbes de calibration existent et donnent la relation entre âges non calibrés et âges réels. Ces courbes ont été tracées à partir de données dendrochronologiques pour les 10 derniers milliers d'années. INTCAL98 est la courbe de calibration la plus communément utilisée cette dernière décennie. Au-delà de 10000 ans, la calibration se base sur la série isotopique de l'uranium des fossiles de coraux et sur des sédiments marins laminés (varves marines). Cela permet de remonter jusqu'à 24000 ans BP [Stuiver *et al.*, 1998]. Il existe des versions plus récentes comme INTCAL04 et INTCAL09. Ces dernières sont en réalité des extensions de la courbe INTCAL98 à partir de 12000 ans BP et remontent désormais jusqu'à 50000 ans BP grâce à l'ajout d'une nouvelle base de données [Reimer *et al.*, 2009].

Les mesures peuvent être entâchées d'erreurs d'origine diverse. Dans des milieux comme les lacs, du matériel organique âgé ou encore du carbone résultant de l'érosion des roches du bassin versant peuvent venir sédimenter dans le lac et provoquer une dilution du  $^{14}\text{C}$ . D'autres contaminations sont possibles comme l'intrusion dans le lac d'eaux souterraines enrichies en  $\text{CO}_2$  âgé ou encore l'infiltration de carbone depuis de plus vieux dépôts glaciaires (figure 3.4) [Björck & Wohlfarth, 2001]. Un autre problème vient de la différence d'activité du  $^{14}\text{C}$  dans l'eau d'un lac et dans l'atmosphère (cela est dû à un échange très lent du carbone entre la surface du lac et l'atmosphère). Tous ces facteurs qui peuvent modifier l'âge apparent du sédiment constituent l'effet réservoir [Deevey *et al.*, 1954; Walker, 2005].

Une correction supplémentaire sur l'âge calibré est donc parfois nécessaire, le facteur correctif dépendant des caractéristiques du lac (volume, surface...). Une manière de déterminer cette correction est de comparer les dates obtenues pour un macro-reste à celles obtenues

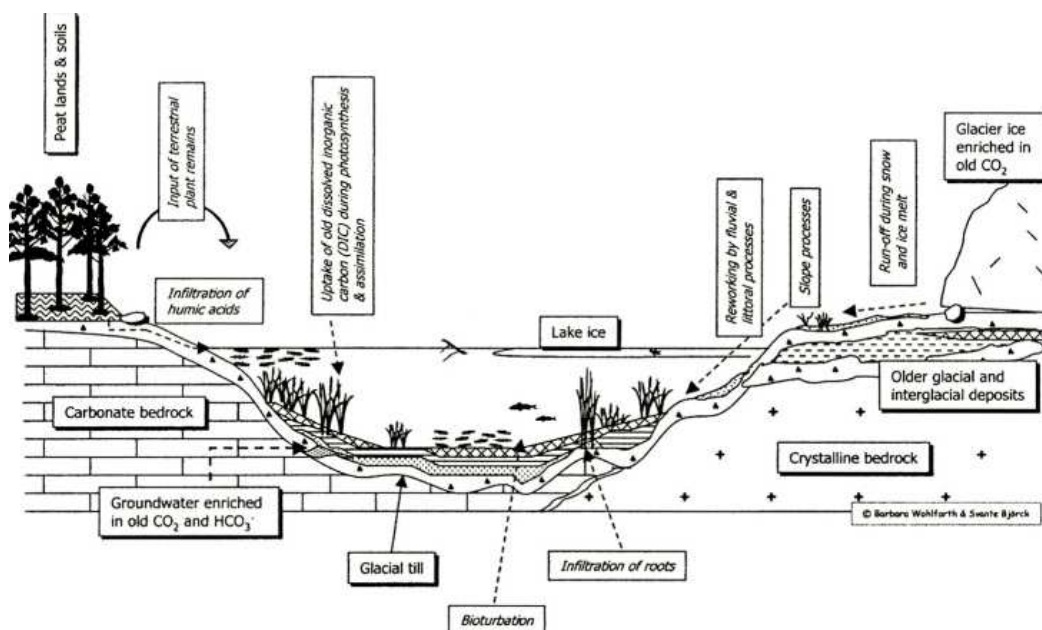


FIGURE 3.4 – Possibles sources d’erreurs pouvant influencer l’âge radiocarbone des sédiments lacustres [Björck & Wohlfarth, 2001].

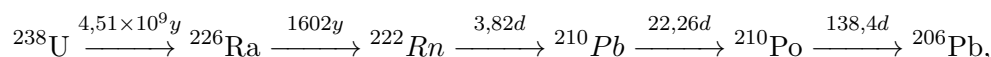
pour le sédiment à une même profondeur [Geyh *et al.*, 1998; 1999]. La correction peut par exemple être de l’ordre de 300 à 1100 ans pour certains lacs de Patagonie. Des recherches récentes ont établi un lien entre la correction à appliquer et le rapport azote/carbone (N/C) des sédiments lacustres (figure 3.5) [Bertrand *et al.*, 2012].

Pour les siècles les plus récents, la datation à partir du  $^{14}\text{C}$  est souvent incorrecte. Lors de ces 250 dernières années, il est en effet possible d’obtenir un âge plus vieux que l’âge réel à cause du  $\text{CO}_2$  (plus âgé) rejeté dans l’atmosphère lors de l’utilisation des énergies fossiles. Par opposition, il est également possible de mesurer un âge plus jeune. En effet, les explosions nucléaires lors des 50 dernières années ont apporté beaucoup de  $^{14}\text{C}$  supplémentaire dans l’atmosphère. Pour éviter les erreurs de datation à partir du  $^{14}\text{C}$  pour ces derniers siècles, on utilise les mesures complémentaires des isotopes  $^{137}\text{Cs}$  et  $^{210}\text{Pb}$  [Roberts, 1998; Walker, 2005].

### Isotope $^{210}\text{Pb}$

Pour dater des sédiments lacustres de moins de 150 ans, la méthode de datation par  $^{210}\text{Pb}$  est souvent utilisée.

Dans la série isotopique de l’uranium-238



la désintégration du radium-226 ( $^{226}\text{Ra}$ ) contenu dans les sols crée un gaz inerte, le radon ( $^{222}\text{Rn}$ ; demi-vie égale à 3,8 jours).

Le radon peut s’échapper du sol et arriver dans l’atmosphère. Il se désintègre alors via le  $^{210}\text{Po}$  pour arriver à du  $^{210}\text{Pb}$  de demi-vie égale à 22 ans. Ce  $^{210}\text{Pb}$ , nommé plomb « non-supporté », est rapidement soustrait de l’atmosphère par les précipitations et peut être emprisonné dans les sédiments lacustres (figure 3.6). Il peut alors se désintégrer en  $^{206}\text{Pb}$ , un

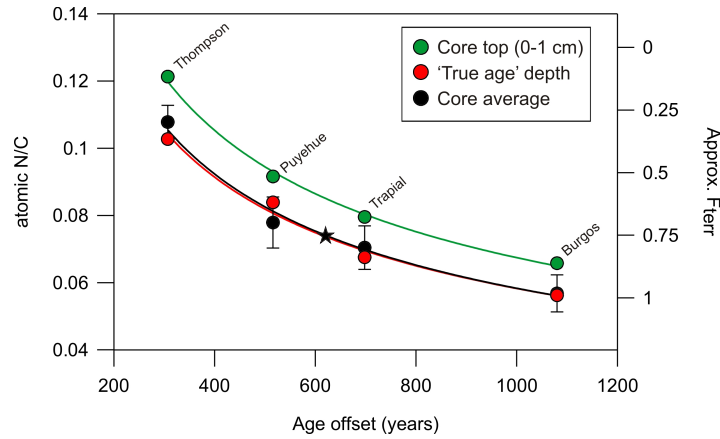


FIGURE 3.5 – Relation entre les corrections à appliquer sur les sédiments lacustres et le rapport N/C de ces sédiments. L'étoile noire correspond au rapport N/C moyen de la carotte LBT09. Modifié de [Bertrand *et al.*, 2012].

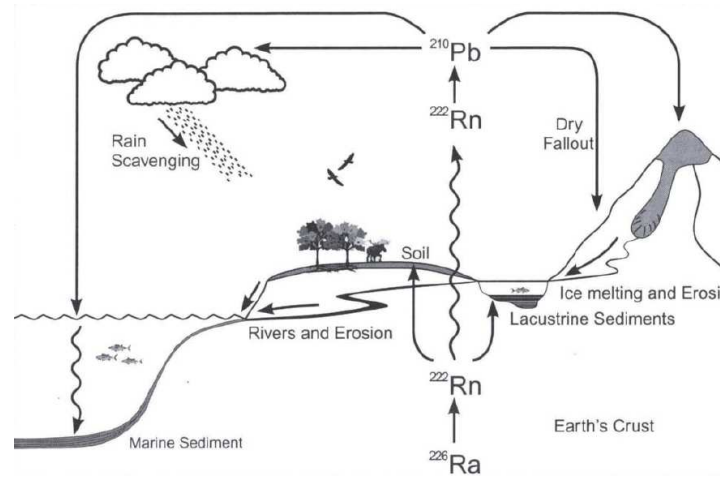


FIGURE 3.6 – Cycle global du  $^{210}\text{Pb}$  : source, transport, dépôt et redistribution [Bradley, 1999] d'après [Preiss *et al.*, 1996].

isotope stable. En mesurant le rapport  $^{210}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , il est possible d'estimer l'âge de dépôt du  $^{210}\text{Pb}$  dans les sédiments et par là calculer un taux de sédimentation. On convient généralement que le flux de  $^{210}\text{Pb}$  non-supporté provenant de l'atmosphère reste constant au cours des 150 dernières années. Le principal problème de cette méthode est la bioturbation et le remaniement des sédiments qui peuvent venir perturber le signal de  $^{210}\text{Pb}$  [Walker, 2005].

Les sédiments contiennent également une partie de plomb « supporté » (par opposition au plomb non-supporté) provenant de la désintégration d'isotopes de la série du  $^{238}\text{U}$  contenus dans certains minéraux. Ce  $^{210}\text{Pb}$  supporté est gênant dans les calculs de datation. Le  $^{226}\text{Ra}$  supporté étant en équilibre séculaire avec le  $^{210}\text{Pb}$  supporté, on peut déterminer le plomb non-supporté par la différence entre l'activité du  $^{210}\text{Pb}$  total et celle du  $^{226}\text{Ra}$  [Appleby, 2001].

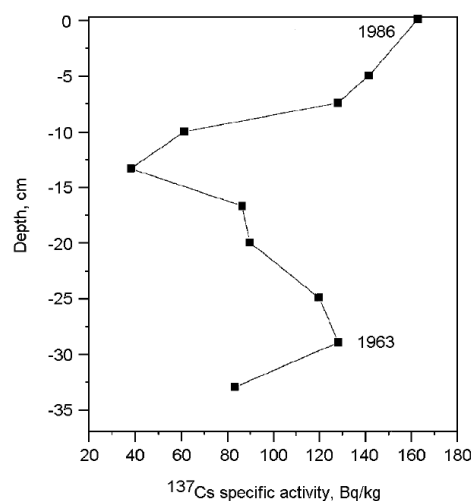


FIGURE 3.7 – Activité du  $^{137}\text{Cs}$  mesurée sur des sédiments lacustres près de Bern en Suisse. On observe deux pics correspondants aux essais nucléaires de 1963 et à l'accident Tchernobyl de 1986 [Guevara & Arribere, 2002].

### Isotope $^{137}\text{Cs}$

La technique de datation par  $^{137}\text{Cs}$  est assez répandue dans les études paléoenvironnementales et est souvent utilisée en complément de la datation au  $^{210}\text{Pb}$  [Guevara & Arribere, 2002; Urrutia *et al.*, 2007; von Gunten *et al.*, 2009].

Le  $^{137}\text{Cs}$  est un des nombreux isotopes de l'uranium, principalement lié à l'utilisation des armes nucléaires et aux accidents nucléaires. Après sa production, le  $^{137}\text{Cs}$  peut se déposer dans des sédiments terrestres ou aquatiques après avoir transité un certain laps de temps dans l'atmosphère. Sa période de demi-vie est d'environ 30 ans.

On observe dans l'histoire deux périodes intéressantes : les pics liés aux essais nucléaires mondiaux entre 1954 et 1965 avec un maximum à 1963 et celui beaucoup plus important en 1986 lié à l'accident nucléaire de Tchernobyl. Ces derniers ne se retrouvent que dans les sédiments d'Europe (figure 3.7) [Appleby, 2001; Walker, 2005].

#### 3.2.2 Etablissement du modèle d'âge

La méthode de datation radiométrique ne permet que de donner quelques dates pour certains niveaux bien précis. Elle ne fournit nullement une succession chronologique continue. Il est alors nécessaire de déduire l'âge des sédiments compris entre les niveaux datés.

### Datation au $^{14}\text{C}$

La datation au  $^{14}\text{C}$  peut être effectuée sur n'importe quel corps contenant de la matière organique ; le bois, la tourbe, les sédiments lacustres, les restes de plantes, le charbon en sont quelques exemples. Pour obtenir une date à partir du radiocarbonate, on utilise un spectromètre de masse couplé à un accélérateur de particules (AMS) qui calcule le rapport  $^{14}\text{C}/\text{C}(\text{total})$  d'un échantillon. L'âge est alors calculé et est exprimé en années BP.

Au vu de la variation naturelle de production du  $^{14}\text{C}$  au cours du temps, il faut calibrer l'âge obtenu en fonction de la courbe de calibration adéquate. Les courbes de calibration

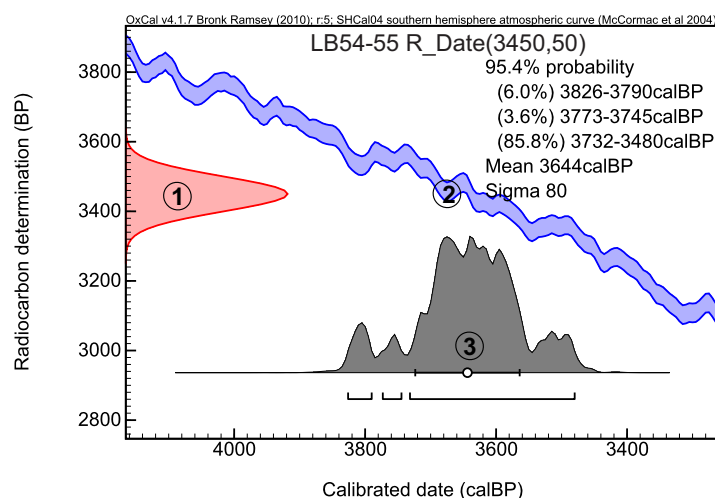


FIGURE 3.8 – Exemple de single plot fourni par le logiciel OxCal, (1) distribution gaussienne autour de l'âge mesuré, (2) courbe de calibration, (3) distribution non-gaussienne autour des âges calibrés.

sont différentes dans les deux hémisphères du globe. Pour nos sédiments de Patagonie, il convient d'utiliser la courbe SHCAL04 spécifique à l'hémisphère sud. Elle permet de remonter jusqu'à 11000 ans BP et se base sur des données dendrochronologiques récoltées dans l'hémisphère sud [McCormac *et al.*, 2004].

Pour les sédiments lacustres, il est possible de dater le sédiment lui-même (« bulk sediment ») ou bien son contenu organique végétal, les macro-restes. Les sédiments lacustres sont composés de matière organique autochtone (formée in-situ) et de matière allochtone (venant du bassin versant). Cette dernière peut être beaucoup plus vieille que le reste de la matière organique qu'elle côtoie une fois déposée. Les macro-restes végétaux ont, eux, un âge de dépôt beaucoup plus proche de leur âge réel puisque ce qui n'est pas déposé rapidement est assez vite soumis à la dégradation. L'âge du sédiment est donc souvent entaché d'une erreur plus importante que celui des macro-restes [Deevey *et al.*, 1954].

Des logiciels tels Calib 6.1.1 et OxCal 4.1 permettent d'effectuer les calibrations et de fournir plusieurs graphiques illustrant les datations effectuées sur les échantillons (single plot, curve plot, depth plot...). La calibration est basée sur la méthode Bayésienne, une méthode probabiliste [Buck *et al.*, 1992]. Les âges mesurés sont sujets à certaines incertitudes, celles-ci sont représentées sur les single plots (figure 3.8). L'âge mesuré est représenté sur la gauche du single plot par une distribution normale avec un écart-type défini par l'incertitude. Cette distribution est alors projetée sur la courbe de calibration. Il en résulte au bas du single plot une distribution probabiliste (non gaussienne) selon divers écarts-types ( $1\sigma$  68,2% ;  $2\sigma$  95,4% ;  $3\sigma$  99,7%) [Telford *et al.*, 2004a; Bronk Ramsey, 2008].

Le logiciel OxCal a récemment été amélioré et permet maintenant d'établir des courbes de modèles d'âge, rassemblant des données de plusieurs techniques de datation et considérant des taux de sédimentation qui fluctuent au cours du temps [Bronk Ramsey, 2006; 2008].

### Datation au $^{210}\text{Pb}$

Il existe différents modèles pour dater des sédiments à partir des mesures d'activité du  $^{210}\text{Pb}$ , pour définir la vitesse et le taux de sédimentation.

Le modèle CFCS (Constant Flux and Constant Sedimentation rate) considère un flux constant de  $^{210}\text{Pb}$  apporté de l'atmosphère au sédiment ainsi qu'un taux de sédimentation constant. Sur le graphe du logarithme de l'activité du  $^{210}\text{Pb}$  par rapport à la profondeur de sédiment, on peut déterminer le taux de sédimentation en calculant la pente sur la régression linéaire [Krishnaswamy *et al.*, 1971]. Une variante<sup>1</sup> de ce modèle consiste à réaliser le graphe du logarithme de l'activité du  $^{210}\text{Pb}$  par rapport à la masse accumulée de sédiment cette fois. La pente de la régression linéaire permet alors de calculer le MAR (Mass Accumulation Rate), puis d'estimer un âge pour chaque profondeur de sédiment. Cette variante est notée dans la suite de ce travail par CFCS<sub>MAR</sub>.

Le modèle CIC (Constant Initial Concentration) se base sur une activité du  $^{210}\text{Pb}$  constante lors du dépôt et est totalement indépendant du taux de sédimentation. Ce modèle implique donc que le plomb soit exclusivement fourni par les apports du bassin versant et non par le flux atmosphérique. Un tel modèle ne pourra être validé que pour un lac dont la superficie est nettement inférieure à celle de son bassin versant. Pour chaque couche de sédiment, la date de dépôt peut être estimée en suivant l'équation

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left( \frac{C_0}{C_x} \right)$$

où  $\lambda = \frac{\ln(2)}{22,26} = 0,03114 \text{ a}^{-1}$  est la constante de désintégration du  $^{210}\text{Pb}$ ,  $C_0$  l'activité du  $^{210}\text{Pb}$  non-supporté en surface (mBq/g) et  $C_x$  l'activité du  $^{210}\text{Pb}$  non-supporté dans la couche  $x$  (mBq/g) [Pennington *et al.*, 1976; Appleby & Oldfield, 1978; Appleby, 2001].

Le modèle CRS (Constant Rate of Supply) considère que le flux de  $^{210}\text{Pb}$  non-supporté vers le sédiment est constant. Son activité ne dépend que du taux de sédimentation, considéré comme variable. Pour estimer le date d'une couche de sédiment, on utilise l'équation

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left( \frac{A_0}{A_x} \right)$$

où  $A_x = A_0 e^{-\lambda t}$  est l'inventaire du  $^{210}\text{Pb}$  non-supporté (mBq/cm<sup>2</sup>) depuis la couche  $x$  jusqu'au fond de la colonne de sédiment et  $A_0$  l'inventaire total du  $^{210}\text{Pb}$  non-supporté sur l'ensemble de la colonne [Appleby & Oldfield, 1978; Appleby, 2001].

Enfin, le modèle SIT (Sediment Isotope Tomography) permet d'interpréter les données de  $^{210}\text{Pb}$  lorsque le taux de sédimentation et le flux de  $^{210}\text{Pb}$  sont variables dans le temps. La variation d'activité  $P_x$  varie avec la profondeur  $x$  dans la colonne sédimentaire selon l'équation

$$P_x = P_0 \exp \left( -Bx + \sum_{n=1}^N \frac{a_n}{n\pi} \sin \left( \frac{n\pi x}{x_{\max}} \right) + \sum_{n=1}^N \frac{b_n}{n\pi} \left[ 1 - \cos \left( \frac{n\pi x}{x_{\max}} \right) \right] \right)$$

où  $n = 1, 2, 3, \dots, N$  sont les sommations, les termes comprenant  $a_n$  ou  $b_n$  se rapportent à la sédimentation ou à la source,  $x_{\max}$  est la profondeur maximale des mesures, et  $B = \frac{\lambda}{V}$  avec  $V$  la vitesse de sédimentation moyenne [Carroll *et al.*, 1999; Carroll & Lerche, 2003].

Contrairement aux trois autres méthodes, la méthode SIT ne repose sur aucune hypothèse de départ. Lorsque l'on compare ces méthodes avec les datations fournies par le comptage des varves annuelles, la méthode SIT est celle qui donne généralement les meilleurs résultats. Une

---

1. Cette variante a été renseignée par Sabine Schmidt du laboratoire EPOC (Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux), Université Bordeaux 1.



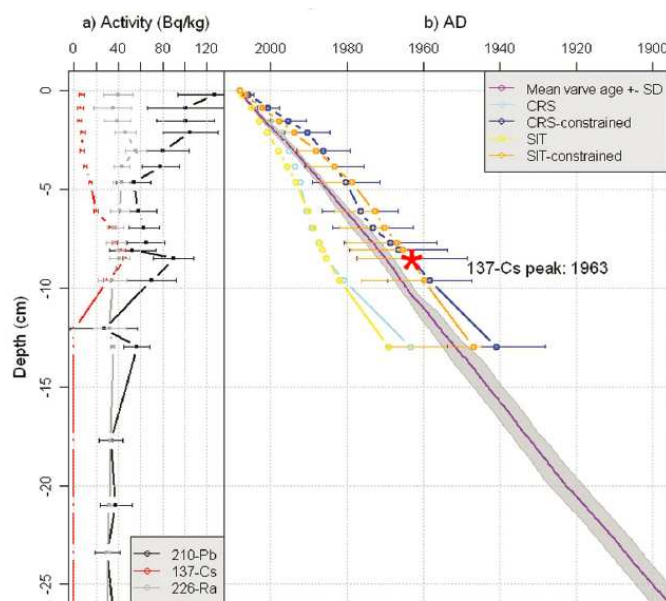


FIGURE 3.9 – Comparaison des âges obtenus avec les différentes méthodes de datation au  $^{210}\text{Pb}$  dans le cas du lac Plomo. (a) Mesures des activités  $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{226}\text{Ra}$  and  $^{137}\text{Cs}$ . (b) Modèle d'âge (CRS, SIT et comptage de varves) pour les 25 premiers centimètres de la carotte [Elbert *et al.*, 2012].

étude montre par exemple que la méthode SIT est celle se rapprochant le plus des âges calculés par le comptage de varves annuelles (figure 3.9). Il convient de réaliser systématiquement chaque modèle et ensuite vérifier lequel des quatre correspond le mieux avec les marqueurs chronostratigraphiques d'âge connu (pics de césium, téphras, séismes...) [Grosjean *et al.*, 2009; von Gunten *et al.*, 2009].

### Modèle d'âge

Le modèle d'âge permet d'associer à chaque profondeur un âge à partir des datations effectuées pour certaines profondeurs par les méthodes  $^{14}\text{C}$ ,  $^{210}\text{Pb}$  ou  $^{137}\text{Cs}$ . Il existe plusieurs méthodes pour établir le modèle d'âge d'une carotte : interpolation (non)linéaire ou régression (non)linéaire.

Le choix de la méthode peut influencer les résultats ; chaque méthode possède des limites et est entâchée d'une certaine erreur. Il faut d'abord préciser la nuance entre interpolation et régression. Une interpolation est une méthode qui permet de définir une courbe passant par des points donnés. Par conséquent, il lui est donc souvent reproché d'accorder trop de poids à chaque âge individuellement et de donner trop d'importance à une donnée aberrante. La régression, elle, est une méthode visant à approximer, au sens des moindres carrés, une fonction (souvent simple) aux données. La fonction établie ne passe donc pas forcément par chaque point et est donc moins sensible aux données aberrantes [Bennett, 1994; Bennett & Fuller, 2002; Telford *et al.*, 2004a].

L'interpolation la plus simple est une interpolation linéaire. Elle consiste à relier chaque point successif du graphique par une droite. L'interpolation polynomiale (d'ordre plus élevé) utilise des fonctions non-linéaires pour relier deux points successifs en assurant une certaine régularité avec les points voisins (courbe lisse). L'interpolation polynomiale la plus fréquem-

ment utilisée pour les modèles d'âge est celle d'ordre 3 : interpolation cubique (spline).

La forme de régression la plus simple est la régression linéaire. Elle consiste à approximer l'ensemble des données par une droite. Cette méthode produit souvent une approximation grossière avec une erreur assez importante par rapport aux données (coefficient  $R^2$  faible). Les régressions polynomiales (d'ordre plus élevé) apportent une solution à ce problème en ajustant au mieux une fonction non-linéaire aux points. Plus l'ordre de la régression augmente et plus l'erreur autour des données diminuera (coefficient  $R^2$  proche de 1).

L'inconvénient majeur des méthodes d'interpolation et de régression polynomiale (d'ordre élevé) est de fournir des résultats incohérents si on extrapole au-delà des âges minimum et maximum [Blaauw & Heegaard, 2012].

### 3.3 Analyses

Après ouverture longitudinale de la carotte (figure 3.2 à la section 3.1), on commence par la description macroscopique de la succession sédimentaire sur la demi-carotte « archive ». On note les variations de couleurs (niveaux de téphras remarquables), de granulométrie, la présence d'éventuelles laminations régulières ou encore d'autres éléments remarquables sous la forme d'un log géologique. La partie superficielle de cette demi-section est ensuite prélevée afin d'effectuer un frottis sur lame. On identifie les principaux composants du sédiment non observables à l'oeil nu et leur nature. Le reste de la carotte est alors photographié aux rayons-X ou encore analysé selon la susceptibilité magnétique du sédiment. Toutes ces différentes manipulations donnent des informations sur le mode de sédimentation du lac ainsi que sur la présence d'éventuels niveaux de téphras, témoins d'anciennes éruptions volcaniques.

Sur la seconde demi-carotte, on effectue des analyses qui pour la plupart sont destructives. Des tranches d'un centimètre sont coupées en trois pour effectuer une ou plusieurs analyses successives et donner des informations sur l'origine des sédiments. On peut différencier les sédiments biogènes et détritiques et quantifier leur abondance respective sur chaque niveau de la carotte. Ainsi, nous pouvons définir dans le temps, les variations des conditions d'altération du bassin versant (érosion et apport détritique) et les différents niveaux de productivité du lac liés aux changements climatiques. De plus, une partie des échantillons sera utilisée pour la confection de lames servant aux analyses du contenu en diatomées.

#### 3.3.1 Susceptibilité magnétique

La mesure de la susceptibilité magnétique (SM) est une méthode non destructive assez intéressante pour les reconstitutions environnementales et climatiques.

Lorsqu'un corps est soumis à un champ magnétique uniforme  $H$ , il acquiert un état de magnétisation  $M$  par unité de volume. La susceptibilité magnétique  $K$  est alors définie par

$$K = \frac{M}{H},$$

c'est-à-dire la magnétisation acquise par unité de champ. Vu que  $H$  et  $M$  sont mesurés par la même unité A/m (ampère par mètre),  $K$  est un nombre adimensionnel.

Comme les sédiments lacustres contiennent entre autres des minéraux magnétiques, la susceptibilité magnétique mesurée reflète l'importance de la magnétisation retenue par ces minéraux [Evans & Heller, 2003].

Il existe quatre différents types de comportement magnétique que l'on peut observer dans des sédiments :

1. **Ferromagnétisme** : SM très forte mais généralement non trouvée dans l'environnement (substances comme le fer, le nickel ou le chrome à leur état pur) ;
2. **Antiferromagnétisme** : SM moyenne (substances comme les minerais de fer et certains oxydes de fer) ;
3. **Paramagnétisme** : SM assez faible (substances comme les sels et minéraux contenant du fer) ;
4. **Diamagnétisme** : SM très faible à négative (substances ne contenant pas de fer comme le quartz ou le carbonate de calcium).

Dans le cas des sédiments lacustres, la susceptibilité magnétique présente des valeurs faibles dans les sédiments autochtones (sédiments enrichis en silice biogène par exemple) et des valeurs élevées dans les sédiments allochtones (érosion du bassin versant et apport éolien de cendres volcaniques). Même si l'interprétation de la susceptibilité magnétique n'est pas toujours évidente, elle reste une méthode très efficace pour corréliser plusieurs carottes de sédiments entre elles (via les niveaux de téphras facilement remarquables) et pour étudier les changements environnementaux au sein d'une même carotte (séquences d'érosion). Thompson a par exemple prouvé qu'il existait un lien entre la susceptibilité magnétique et les changements d'assemblages de pollens au sein d'une succession sédimentaire. Ces changements sont généralement reliés positivement à la quantité de matériel inorganique allochtone venant des sols du bassin versant du lac [Maher & Thompson, 1999; Thompson *et al.*, 1975].

Les mesures de susceptibilité magnétique des carottes étudiées dans ce mémoire ont été acquises en « split-core logging » [Nowaczyk, 2001]. Ainsi, un capteur MS2E (Core Logging Sensor Bartington MS2) est déplacé tous les 5 millimètres sur la longueur d'une demi-carotte lissée et recouverte au préalable d'un film plastique pour éviter toute contamination. L'acquisition des données se fait grâce au logiciel de Bartington Bartsoft 2.5.1.1. Les mesures de la susceptibilité magnétique volumique ont été enregistrées en unités SI [Bartington, 2011].

### 3.3.2 Radiographies-X et niveaux de gris

Le grand avantage de la méthode de radiographie-X est qu'elle est avant tout non-destructive et qu'elle permet de se rendre facilement compte des variations de densité, de composition et de structure, parfois invisibles à l'oeil nu [Lamoureux & Bollmann, 2004].

L'acquisition des images requiert d'appliquer une source d'électricité de haut voltage à un tube à rayons X. Les rayons X émis en direction des échantillons, passent au travers de la carotte en subissant diverses atténuations. L'atténuation du rayonnement dépend principalement de la densité du sédiment (une plus grande densité absorbe davantage de rayonnement). Les images sont enregistrées sur un film sensible aux rayons X placé sous la carotte. C'est ainsi que les sédiments les plus denses se traduisent par une image plus claire [Lamoureux & Bollmann, 2004].

Une fois les radiographies-X rassemblées côte à côte, on obtient une image complète de la carotte en intensités de noir et de blanc (8-bit grayscale). Chaque pixel se voit attribuer une valeur de niveau de gris entre 0 et 255 (il existe  $2^8 = 256$  valeurs possibles de 8-bit). Le plus souvent, le 0 et le 255 correspondent respectivement au noir et au blanc. On peut alors, le long d'un transect longitudinal, retracer les variations de niveaux de gris de la carotte et les illustrer sur un graphique [Nederbragt *et al.*, 2004].

	Densité du grain g/cm <sup>3</sup>
Argile terrigène	1,8–2,2
Calcite	2,71
Eau	1
Opale	1,4
Quartz	2,65

TABLE 3.1 – Densité de différents type de grains en fonction de leur nature [Malinverno, 2008].

### 3.3.3 Perte au feu

Quelques unes des principales caractéristiques d'un sédiment sont sa teneur en eau, son contenu organique et inorganique. Pour décrire ces paramètres, on applique la méthode de la perte au feu ou Loss On Ignition (LOI). Cette méthode consiste à chauffer pendant un laps de temps bien défini le sédiment humide et à mesurer la différence de poids avant et après le chauffage.

Une température de 105°C appliquée pendant 24 heures permet de déshydrater le sédiment, de calculer la densité sèche et le flux de minéraux spécifiques. La teneur en eau est mesurée suite au chauffage à 105°C, selon l'équation

$$\text{Teneur en eau} = \frac{W_h - W_{105}}{W_h} \times 100$$

où  $W_h$  est le poids humide et  $W_{105}$  est le poids après chauffe à 105°C.

Par la suite, on peut calculer la densité sèche via l'équation

$$\text{Densité} = \frac{100 - \text{Teneur en eau}}{100} \times 1,8$$

où 1,8 est un facteur correspondant à la densité d'un sédiment riche en argiles et en matières organiques, voir table 3.1.

Un chauffage ultérieur de quatre heures à 550°C provoque l'évaporation de l'eau de liaison résiduelle, la disparition de divers composés présents dans les vides et de la quasi totalité de la matière organique. Les produits finaux de la combustion sont du dioxyde de carbone et des cendres [Dean, 1974; Heiri *et al.*, 2001]. On peut alors calculer le flux de matières organiques et obtenir des informations sur la productivité et les apports terrestres du lac [Håkanson & Jansson, 1983]. La perte au feu à 550°C est calculé selon l'équation

$$\text{LOI}_{550} = \frac{W_{105} - W_{550}}{W_{105}} \times 100$$

où  $W_{550}$  est le poids après chauffe à 550°C.

La quantité de carbone organique total ( $\text{TOC}_{\text{LOI}}$ ) peut alors être déduite en considérant que la matière organique contient plus ou moins 50% de carbone organique [Santisteban *et al.*, 2004].

$$\text{TOC}_{\text{LOI}} = 0,5 \times \text{LOI}_{550}$$

Cette hypothèse peut être vérifiée en comparant les résultats obtenus à partir de la perte au feu et à partir des mesures carbone/azote C/N (voir section 3.3.4). Une étude sur le lac Puyehue a par exemple montré que ce rapport n'était pas tout à fait égal à 50% (plutôt 54%),

qu'il possédait donc une certaine variabilité et était spécifique à chaque type de sédiment. Cette différence est due au contenu en eaux intersticielles des argiles [Bertrand *et al.*, 2005].

Un dernier chauffage à 950°C pendant deux heures permet d'éliminer le carbone inorganique [Heiri *et al.*, 2001]. Le LOI à 950°C se détermine en suivant l'équation

$$\text{LOI}_{950} = \frac{W_{550} - W_{950}}{W_{105}} \times 100$$

où  $W_{950}$  est le poids après chauffe à 950°C.

La quantité de carbone inorganique total (TIC) est calculé par l'équation

$$\text{TIC} = 0,273 \times \text{LOI}_{950}$$

où 0,273 est le rapport des masses molaires du carbone et du dioxyde de carbone (12/44 g/mol) [Santisteban *et al.*, 2004]. Lorsqu'un sédiment présente de très faibles valeurs de carbone inorganique, ce carbone est bien souvent « fictif » et reflète une erreur propre à la technique de la perte au feu. En effet, après le chauffage à 550°C, il peut encore rester un peu de matière organique (résiduelle) dans le sédiment. Lors du chauffage ultérieur à 950°C, cette matière résiduelle ainsi que de l'eau contenue dans la structure des argiles va s'échapper et provoquer donc une perte de poids que l'on assimile par erreur au carbone inorganique [Heiri *et al.*, 2001].

La quantité de carbone total est donnée en additionnant  $\text{TOC}_{\text{LOI}}$  avec TIC.

Dans le cadre de ce mémoire, la première chauffe à 105°C n'a pas été effectuée pour la carotte LBb11-A. Environ 500 mg de chaque échantillon a d'abord été pesé et placé dans un creuset préalablement pesé. Après passage au four, les échantillons reprennent la température ambiante pendant une heure dans un dessiccateur (pour éviter de se charger en eau) et puis seulement sont pesés.

### 3.3.4 Analyse élémentaire et isotopique C et N

En fonction des résultats obtenus lors de la perte au feu, on établit le rapport C/N (carbone/azote) pour identifier le degré d'évolution et l'origine de la matière organique contenue dans le sédiment [Hansen, 1961; Håkanson & Jansson, 1983]. Seule une faible fraction n'est pas reminéralisée lors de la diagenèse et peut être préservée dans les sédiments du lac [Meyers, 1994; Talbot, 2001].

Le but de cette méthode est de distinguer la matière organique venant des plantes terrestres du bassin versant et celle venant des algues du lac lui-même (matière organique endogène). La matière organique venant des plantes terrestres et des macrophytes aquatiques contient de nombreux tissus fibreux comme la cellulose et la lignine. Ces plantes sont dites « vascularisées ». Par opposition, les végétaux aquatiques microscopiques comme le phytoplancton sont non-vascularisés et contiennent donc moins d'atomes de carbone. Sous l'hypothèse d'un apport constant d'azote, il est possible de distinguer l'origine des apports de matière organique en traçant la courbe du rapport C/N. La matière organique venant du phytoplancton montre généralement un C/N oscillant entre 4 et 10 ; le rapport C/N des plantes terrestres est quant à lui égal ou supérieur à 20 [Meyers, 1994; Meyers & Teranes, 2001; Talbot, 2001]. Selon la manière dont elles assimilent le carbone du CO<sub>2</sub> lors de la photosynthèse, les plantes seront classées parmi le groupe C3 (98% des plantes vertes) ou C4 (maïs ou canne à sucre par exemple). Des ratios C/N compris entre 10 et 20 peuvent être interprétés comme un

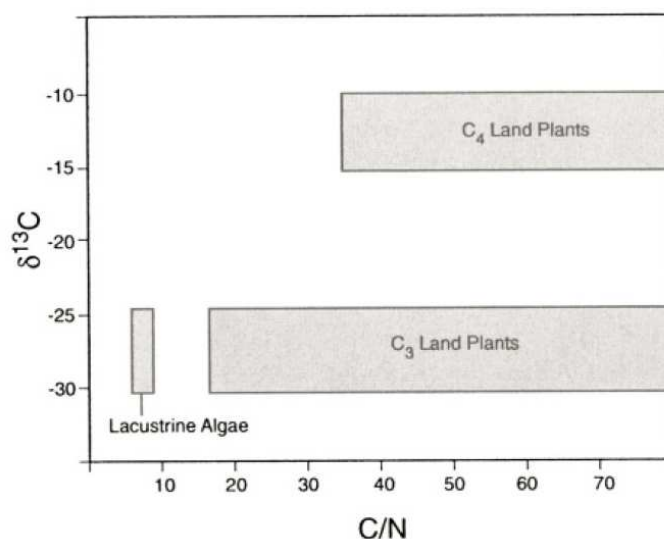


FIGURE 3.10 – Corrélation du rapport C/N et du  $\delta^{13}\text{C}$  dans le but d'identifier l'origine de la matière organique [Meyers & Teranes, 2001].

mélange d'algues lacustres et de matière organique terrestre. La dégradation de la matière organique pendant la diagenèse précoce provoque une perte de carbone et une diminution du rapport C/N [Meyers *et al.*, 1995]. Au contraire, le rapport C/N des algues lacustres peut augmenter au début de la sédimentation car les protéines riches en azote sont plus facilement dégradées. Souvent, on représente les données dans un graphique corrélant le rapport C/N au rapport isotopique  $\delta^{13}\text{C}$  pour pouvoir identifier l'origine de la matière organique (figure 3.10) [Meyers, 1994; Meyers & Teranes, 2001; Mayr *et al.*, 2009].

Concrètement, lors d'une période avec un climat très humide, le lac enregistrera beaucoup plus d'apports de plantes terrestres et les sédiments de cette époque montreront un rapport C/N plus grand que lors des périodes arides. Il faut également tenir compte de la distance par rapport au rivage puisque l'on aura une diminution du rapport C/N vers le centre du lac [Meyers & Teranes, 2001; Talbot, 2001].

Le protocole consiste tout d'abord à peser dans une cupule en étain environ 50 mg de chaque échantillon (au préalable séché à l'étuve et broyé pour maximiser les surfaces de contact avec l'acide). On place ensuite toutes les cupules à traiter sur un plateau en teflon. On ajoute à chaque échantillon 50  $\mu\text{L}$  d'eau<sup>2</sup> mQ puis 50  $\mu\text{L}$  d'acide sulfureux que l'on laisse réagir pendant une heure pour éliminer le carbone par dégazage de  $\text{CO}_2$ . Les échantillons sont alors placés sous une lampe infrarouge quelques heures pour évacuer le reste de  $\text{CO}_2$  et d'eau. Une alternative consiste à attaquer les échantillons avec de l'acide chlorhydrique. Cette dernière option, nécessitant moins de matériel, a été employée pour traiter les échantillons dans le cadre de ce mémoire.

On pèse ensuite chaque échantillon au centième de milligramme près et on le place dans de plus petites cupules en étain. En fonction de la teneur en matière organique des échantillons, on pèsera entre 15 et 30 mg. Les cupules sont ensuite repliées sur elles-mêmes puis tassées pour former une petite boule ne contenant que l'échantillon et le moins d'air possible. Pour

2. Il s'agit d'une eau « ultra-pure » aussi appelée eau millipore. Elle est obtenue après filtrage d'eau distillée au travers d'une membrane.

obtenir une analyse la plus précise possible, il convient d'utiliser des standards ultra-purs de composition isotopique connue qui subiront les mêmes traitements en vue d'une calibration des mesures. Les échantillons seront disposés selon un certain ordre<sup>3</sup> dans le tambour d'analyse Elemantar Vario Micro Cube<sup>4</sup> qui peut contenir jusqu'à 65 échantillons (standards inclus) : [Verardo *et al.*, 1990; Talbot, 2001]

1. trois cupules 1 mg de glycine ;
2. une cupule de 0,5 mg de sucrose (« C<sub>6</sub> ») ;
3. une cupule de 0,5 mg de sulfate d'ammonium (« N<sub>2</sub> ») ;
4. l'échantillon réplique ;
5. 20 cupules de nos échantillons ;
6. l'échantillon réplique ;
7. une cupule de 1 mg de glycine ;
8. 20 cupules de nos échantillons ;
9. l'échantillon réplique ;
10. une cupule de 0,5 mg de sucrose (« C<sub>6</sub> ») ;
11. une cupule de 0,5 mg de sulfate d'ammonium (« N<sub>2</sub> ») ;
12. deux cupules de 1 mg de glycine ;
13. etc.

Tous ces quantités de matériel doivent être pesées exactement environ, c'est-à-dire qu'on pèsera de façon précise un poids d'environ un mg dans le cas de la glycine. Un échantillon, nommé « réplique », est mesuré plusieurs fois de manière à vérifier la répétabilité des mesures. Toutes les 20 cupules d'échantillons ainsi qu'en fin d'analyse, il est utile de mesurer une nouvelle fois des standards pour recalibrer l'appareil.

### 3.3.5 Silice biogène

La méthode suivante appliquée sur le même tiers a pour but d'extraire la silice biogène du sédiment. Cette méthode permet de repérer le flux de diatomées (et d'autres organismes siliceux moins abondants) et d'estimer la productivité primaire du lac [Conley & Schelske, 2001; Smol, 2008].

La silice biogène est extraite des sédiments par une attaque avec une solution alcaline à chaud (NaOH ou Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>). Lors de ce processus, une partie de la silice minérale contenue dans les silicates de nos sédiments peut se dissoudre et se mélanger avec la silice biogène. Il est donc nécessaire d'appliquer aux mesures une correction systématique prenant en compte la part de silice minérale et basée sur l'analyse de l'aluminium. On fait l'hypothèse que tout l'aluminium provient de la dissolution des silicates des échantillons. Il existe cependant une incertitude dans cette méthode car on doit choisir un rapport Si/Al. Or, ce dernier varie énormément en fonction de la nature des minéraux (par exemple 1:1 pour la kaolinite, 1:2 pour la montmorillonite ou encore 1:3 pour la nontronite) [Eggemann *et al.*, 1980; Ohlendorf & Sturm, 2008]. Il convient généralement d'utiliser un ratio Si/Al de 1:2 en considérant que la montmorillonite est

3. Ce protocole d'analyse a été renseigné par Gilles Lepoint, chercheur qualifié F.R.S.-FNRS, Laboratoire d'Océanologie, ULg.

4. Cet analyseur est couplé à un spectromètre de masse Isoprime 100 pour rapports isotopiques.

le minéral le plus commun et le plus soluble dans la plupart des sédiments [Müller & Schneider, 1993]. Une alternative est de contrôler la concentration en aluminium pendant l'extraction mais est difficilement envisageable pour le traitement d'une grande quantité d'échantillons [Ohlendorf & Sturm, 2008]. Une dernière possibilité est de prendre le rapport Si/Al de la croûte terrestre (3,8) ou bien celui calculé à partir d'échantillons de sols prélevés dans le bassin versant. Ce dernier rapport vraisemblablement de loin le plus pertinent, est donc celui choisi dans ce mémoire.

Le protocole est proche de celui utilisé dans une étude de la silice biogène du lac Baikal [Carter & Colman, 1994].

Les échantillons sont tout d'abord séchés à l'étuve à 40°C et broyés. On pèse environ 50 mg de chaque échantillon au dixième de milligramme près et on les place dans un tube en plastique de 50 mL. A température ambiante, on ajoute 5 mL d'une solution de 10 % de H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> dans chaque tube afin d'éliminer la matière organique. Lorsque les échantillons ne montrent plus de signe d'effervescence (2–4 jours), on ajoute 5 mL d'HCl (1M). On laisse agir quelques heures pour enlever les carbonates de l'échantillon.

Après le traitement à l'acide, on ajoute à chaque échantillon 20 mL d'eau distillée avant de les passer 5 minutes à la centrifugeuse. Après les avoir agités pour éviter la formation de films superficiels, les échantillons sont à nouveau centrifugés 10 minutes. On élimine ensuite les surnageants à la pipette puis on sèche les résidus à l'étuve durant quelques jours.

Sur les résidus totalement secs, on ajoute 30 mL de NaOH (2M). On place alors les échantillons dans un bain marie à 95°C pendant 5 heures avec une agitation continue. Ensuite, on centrifuge directement les échantillons pendant 5 minutes et on prélève 5 mL de surnageant que l'on verse dans de nouveaux tubes avec 35 mL de HNO<sub>3</sub> (1M). Lorsque l'effervescence est terminée, ces derniers tubes sont conservés au frigo avant le passage au spectromètre d'absorption atomique pour doser la silice et l'aluminium. La quantité de silice mesurée est corrigée par rapport à la silice terrigène déterminée grâce au rapport Si/Al mesuré sur les échantillons de sol selon l'équation

$$\text{SiO}_2 \text{ bio} = \text{SiO}_2 \text{ mesurée} - x \times \text{Al}_2\text{O}_3$$

où  $x$  est le rapport SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de la fraction terrigène dissoute [Carter & Colman, 1994].

### 3.3.6 Diffraction des rayons-X

Les sédiments lacustres sont composés de minéraux d'origine diverse (détritiques, endogènes, authigènes). L'identification minéralogique par microscope est rendue fort difficile par la très petite taille des minéraux. Il est donc indispensable de recourir à une méthode de détermination minéralogique par diffraction des rayons-X (XRD) pour établir la minéralogie totale des sédiments.

Lorsqu'un atome est soumis à un bombardement électronique à haute énergie, il se produit une excitation importante de ses orbitales électroniques et cela engendre un rayonnement X (longueur d'onde  $\lambda \in [0, 1; 100]$  Å). Le spectre d'un rayonnement X est constitué d'un continuum et de quelques raies caractéristiques. Le continuum est provoqué par le freinage des électrons par les atomes de l'anode. Les raies caractéristiques correspondent à la libération d'énergie lors du réarrangement des orbitales électroniques vers un niveau de plus basse énergie.



Pour le diffractomètre utilisé, le rayonnement X est généré en bombardant une anode métallique (souvent Cu) par un faisceau d'électrons venant d'un filament porté à incandescence. Ce rayonnement X est alors projeté sur un échantillon (poudre ou solution solide sur lame). Il se produit par la suite une absorption d'une partie de l'énergie et une excitation des atomes avec émission de radiations dans toutes les directions. Lorsque le rayonnement X tombe sur un réseau du même ordre de longueur d'onde que lui, il subit une diffraction selon la loi de Bragg

$$n\lambda = 2d \sin \theta$$

(où  $n$  est un entier,  $\lambda$  la longueur d'onde du rayon incident,  $d$  la distance entre deux plans adjacents d'atomes et  $\theta$  l'angle entre le rayon incident et le plan atomique). En effet, tous les atomes faisant partie d'un même type de plan atomique vont créer des radiations avec interférences constructives créant donc un faisceau diffracté détectable [Last, 2001].

Pratiquement, chaque échantillon est d'abord séché à l'étuve à 105°C puis broyé sous forme de poudre dans un mortier en agate. La poudre est ensuite tamisée pour ne traiter que la fraction inférieure à 250 $\mu$ m. Chaque échantillon de poudre est enfin placé sur un support Bruker AXS en PMMA (Plexiglas) via la méthode de « back loading » (remplissage par l'arrière) afin de ne pas perturber l'orientation des cristaux [Brindley & Brown, 1980].

On envoie alors sur l'échantillon un rayonnement X faisant un angle  $\theta$  avec le plan de l'échantillon. Pour chaque valeur de  $\theta$ , un détecteur placé à l'opposé, reçoit le faisceau diffracté par l'échantillon en faisant le même angle  $\theta$  avec le plan de l'échantillon. Il y a donc un angle  $2\theta$  entre le faisceau incident et le faisceau diffracté. En outre, l'échantillon lui-même subit une rotation dans son plan afin de maximiser le phénomène de diffraction sur les plans réticulaires adéquats. Dans certains cas, le producteur de rayons-X est fixe ; ce sont l'échantillon et le détecteur qui bougent. Pour chaque rotation  $\theta$  de l'échantillon, le détecteur doit tourner de  $2\theta$  pour conserver l'équivalence entre les angles d'incidence et de diffraction.

Généralement, on évite de commencer la diffraction à de très basses valeurs de  $\theta$ . En effet, le détecteur recevrait alors directement une partie du rayonnement X non diffracté par l'échantillon. Le rayonnement X suivra donc des angles allant de 2° à 45°  $2\theta$ .

Les résultats de la diffraction sont représentés sous la forme d'un spectre d'énergie des faisceaux diffractés en fonction de l'angle de diffraction  $2\theta$ . Chaque minéral de l'échantillon va produire un seul ensemble de pics, en relation avec un réseau de plans atomiques espacés d'une distance  $d$  caractéristique du minéral. Chaque raie caractéristique sera témoin de phases cristallines distinctes [Last, 2001]. En outre, il est possible de semi-quantifier chaque phase en multipliant l'intensité mesurée des raies caractéristiques de chaque phase par un facteur correctif spécifique (table 3.2). L'erreur de quantification de cette méthode tourne autour de quelques % [Cook *et al.*, 1975; Last, 2001].

Minéraux	Réflexions (Å)	Facteurs correctifs
Amorphe	3,69	20
Amphibole	8,59–8,27	2,5
Argile totale	4,45	20
Calcite	3,04–3,01	1,65
Chlorite	14,25	4,95
Cristobalite	4,13–4,04	9
Feldspath-K	3,26–3,21	4,3
Gibbsite	4,93–4,79	0,95
Mica	10,2–9,72	6
Plagioclase	3,21–3,16	2,8
Pyroxène	3–2,98	5
Quartz	3,37–3,31	1

TABLE 3.2 – Facteurs correctifs des principales phases [Cook *et al.*, 1975].

### 3.3.7 Identification des diatomées

Pour les sédiments de lac à forte productivité, la préparation de lames permet d'observer les divers organismes présents [Card, 1997; Denis *et al.*, 2006; Lotter & Lemcke, 1999; Zaragosi *et al.*, 2006]<sup>5</sup>. Pour chaque carotte (LBt09, LBB11-A et LT08-E), des échantillons ont été pris tous les 10 centimètres. Pour certaines zones potentiellement intéressantes, nous avons échantillonné à un intervalle de 2 ou 5 cm. Cela représente au total une vingtaine d'échantillons pour chaque carotte. Chaque échantillon est placé dans un bécher de 200 mL dans lequel on ajoute environ 25 mL d'eau distillée et 25 mL d'acide nitrique HNO<sub>3</sub> 68%. Un chauffage sur une plaque à 300°C détruit la matière organique et ne laisse que les phases minérales. Après ébullition, on laisse l'échantillon réduire de moitié puis on le laisse refroidir à température ambiante. Les échantillons sont ensuite passés à la centrifugeuse, deux fois 10 minutes, pour soustraire la phase liquide encore riche en acide et ne conserver que la phase solide. Chaque phase solide est alors mélangée avec un peu d'eau distillée.

Les lames sont ensuite préparées. Après agitation et un éventuel ajout de quelques gouttes d'alcool dénaturé, on prélève avec une pipette Pasteur un peu de la suspension que l'on place sur une lamelle couvre-objet chauffée. Lorsque toute la phase liquide s'est évaporée et qu'il ne reste qu'un résidu solide, on retourne le couvre-objet sur la lame où quelques gouttes de résine Naphrax ont été chauffées.

Il faut alors procéder au comptage des valves de diatomées sur chaque échantillon pour déterminer les abondances relatives (pourcentages de la somme totale de valves comptées). D'un point de vue statistique, on note une variation assez importante dans les abondances respectives de diatomées si l'on compte 100 ou 200 valves et une variation très faible si on en compte entre 400 et 500 (figure 3.11). Des résultats sont plus rigoureux si on compte entre 300 et 600 valves. Dans le cadre de ce mémoire, un comptage d'au minimum 200 valves a été effectué. Les valves fragmentées sont incluses au comptage dans la mesure où un double-comptage est exclu. Seules les valves fragmentées dont le trait morphologique central était visible ont été comptées. Le comptage a été effectué le long de transects continus des lames. Un tel comptage donne une idée des fluctuations des principaux genres et doit être considéré comme une première approche [Battarbee *et al.*, 2001].

Les diatomées ont été identifiées jusqu'au genre seulement, en utilisant la clé d'identification de Rivera [Rivera *et al.*, 1982] ainsi que diverses bases de données sur internet [Kelly *et al.*, 2005; Spaulding, 2012; Tobias & Wachnicka, 2012]. Certaines affinités écologiques de chaque genre de diatomées ont été recueillies dans la littérature, et principalement d'après un tableau récapitulatif de Mieke Sterken [Round *et al.*, 1990; Van Dam *et al.*, 1994; Sterken *et al.*, 2008]. Des groupes peuvent être définis en effectuant une analyse « CONISS » (Constrained Incremental Sums of Squares cluster analysis) contrainte par la profondeur des échantillons [Grimm, 1987]. Cette analyse s'établit sur les abondances relatives des genres de diatomées et a été effectuée par le logiciel Tilia 1.7.16.

Dans les études paléoclimatiques, le rapport entre les genres planctoniques et benthiques est fréquemment utilisé. La modification de ce rapport au cours du temps peut être expliquée par plusieurs événements. Il permet entre autre de donner une idée de l'importance de la couverture de glace sur un lac. En effet, la couche de glace entraîne une diminution de la lu-

---

5. Cette bibliographie concerne la préparation de lame pour l'étude de diatomées et a été conseillée par Fabiola Jacqueline Cruces López, docteur en Sciences biologiques avec mention botanique, Université de Concepción au Chili.

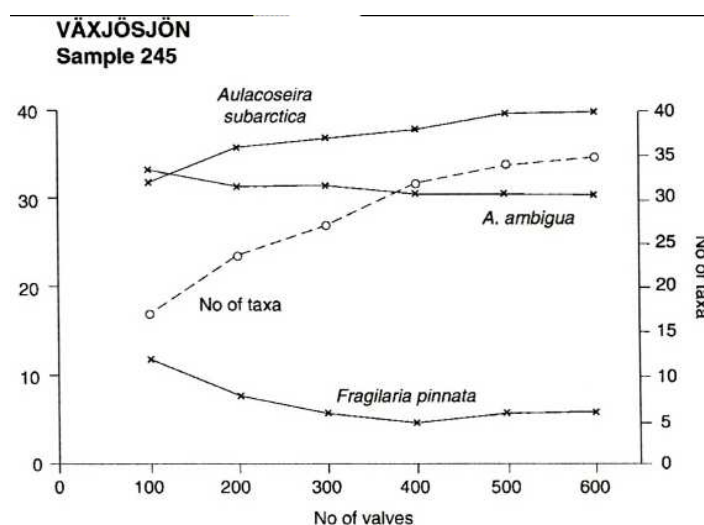


FIGURE 3.11 – Changement dans le pourcentage et le nombre d'espèces de diatomées lors d'un comptage croissant [Battarbee, 1986].

minosité et de la turbulence dans le lac. Par le manque de turbulence, les genres planctoniques coulent au fond du lac. Par contre, les genres benthiques peuvent continuer à se développer sur les berges tant que la lumière reste disponible. De plus, puisque la couverture de glace d'un lac commence à fondre dès la fin de l'hiver à partir des bords, les genres benthiques sont les premiers à disposer de conditions plus favorables [Lotter & Bigler, 2000; Cremer *et al.*, 2001; Fey *et al.*, 2009]. Une autre explication possible de la variation du rapport planctonique/benthique est la fluctuation du niveau du lac. Lorsque le niveau d'un lac diminue, cela augmente la proportion des zones d'eaux peu profondes. Il en résulte une quantité plus importante de genres benthiques préférant ce type d'habitat [Wolin & Duthie, 1999].

# Chapitre 4

## Résultats

Ce chapitre a pour seul but de dresser une description rapide et simple des principaux résultats obtenus avec chaque méthode. Ces résultats sont présentés sous la forme de graphique avec pour ordonnée la longueur des carottes. Aucune interprétation ou discussion n'est entamée dans ce chapitre.

### 4.1 Description des carottes

Deux carottes longues ont été prélevées dans le lac Bertrand, une dans sa partie principale (LBt09 : 104 cm) et une autre dans son extension latérale (LBb11-A : 162 cm). Une carotte longue a également été prélevée dans le lac Thompson (LT08-E : 131 cm). Ces trois carottes ont été photographiées et décrites sous forme d'un log lithologique (figure 4.1).

La carotte LBb11-A peut être caractérisée par plusieurs faciès :

1. Argile brune homogène : les principaux niveaux se trouvent vers 7–32 cm et 136–151 cm.
2. Silt brun foncé : ce faciès est représenté essentiellement par les 7 premiers centimètres de la carotte. On trouve vers 114–115 centimètres un second niveau silteux qui contient de nombreux minéraux (du quartz principalement) et provoque le pic maximal de susceptibilité magnétique (section 4.3).
3. Sable foncé : on note un niveau de sable grossier vers 65–68 cm.
4. Alternance argile brune et niveaux riches en matière organique : les principaux niveaux montrant ce faciès se situent vers 45–51 et 122–136 centimètres.
5. Alternance argile brune et niveaux très riches en matière organique : ces niveaux beaucoup plus riches en matière organique (comme en témoigne la susceptibilité magnétique section 4.3), se trouvent vers 32–40, 64–74 et 92–100 centimètres de profondeur.

Il est possible, au vu des différents faciès présents le long de la carotte, de définir trois unités distinctes : une première unité de 0 à 32 centimètres avec majoritairement le faciès d'argile homogène, une seconde unité de 32 à 100 cm avec une alternance fréquente de matière organique au sein de niveaux argileux à silteux, une troisième et dernière unité de 100 à 162 centimètres avec une alternance moins fréquente de matière organique et un niveau plus silteux. Une description plus détaillée est illustrée en annexe A (figure A.1).

La carotte LBt09 est principalement composée d'argile brune homogène. Deux niveaux silteux plus grossiers ont été notés vers 0–5 et 40 centimètres de profondeur. Aucun niveau plus riche en matière organique n'est observé.

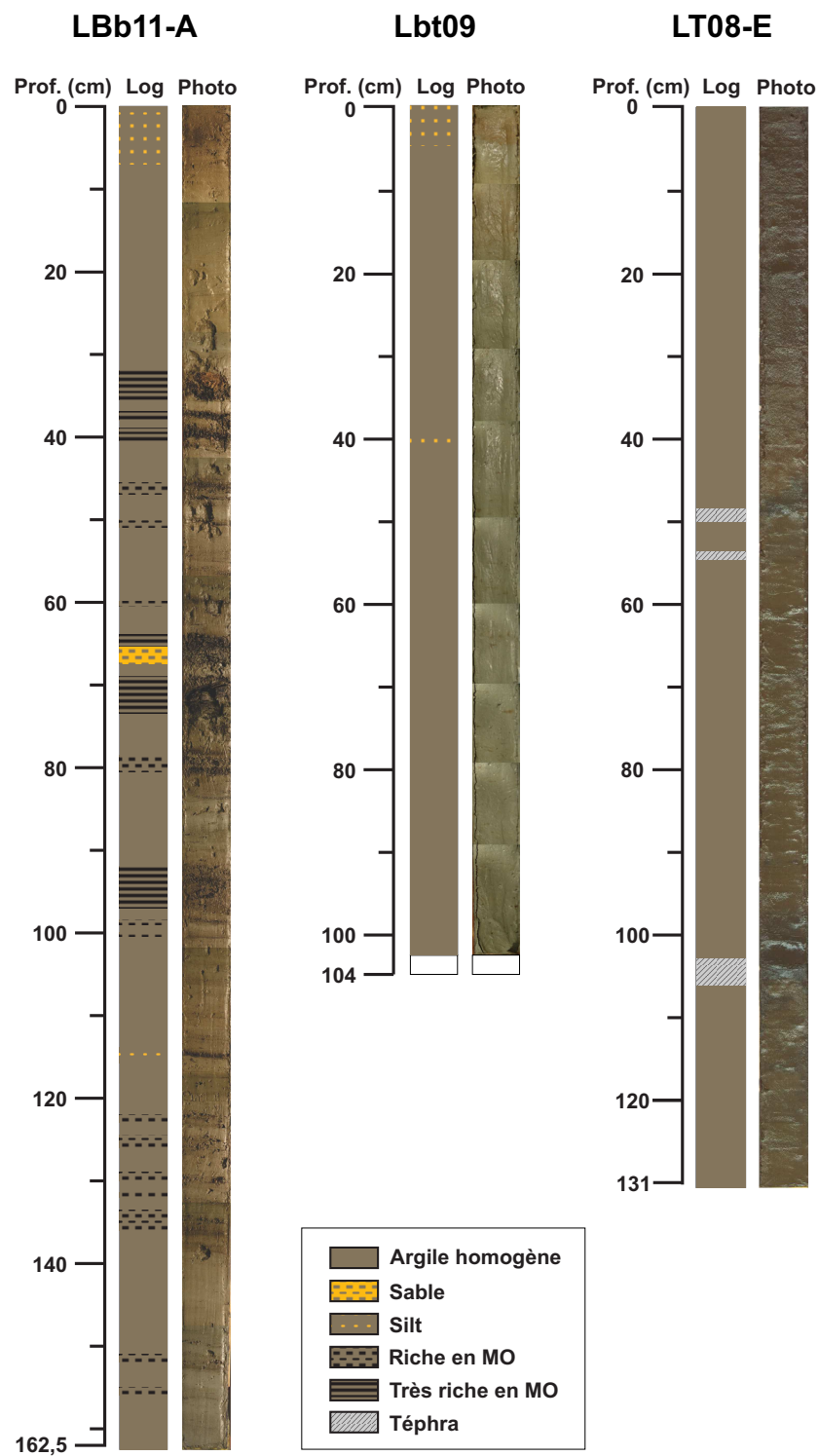


FIGURE 4.1 – Photographies et logs descriptifs des carottes LBb11-A, Lbt09 et LT08-E.

Prof. (cm)	Code	Type	Age $^{14}\text{C}$ (BP)	Age calibré 2� (AD)	Moyenne (AD)
<b>LBt09</b>					
54–55	LB54-55	Bulk Sediment	$3450 \pm 50$	[–1877; –1531]	$-1695 \pm 80$
80–81	LB80-81	Bulk Sediment	$4560 \pm 60$	[–3483; –2941]	$-3200 \pm 110$
<b>LT08-E</b>					
33–34	LT33-34	Bulk Sediment	$350 \pm 25$	[1497; 1642]	$1562 \pm 42$
68–69	LT68-69	Bulk Sediment	$670 \pm 40$	[1290; 1400]	$1346 \pm 32$
96–97	LT96-97	Bulk Sediment	$810 \pm 35$	[1210; 1293]	$1252 \pm 24$
122–123	LT122-123	Twig	$920 \pm 30$	[1046; 1226]	$1160 \pm 50$
125–126	LT125-126	Bulk Sediment	$1300 \pm 40$	[677; 881]	$773 \pm 60$

TABLE 4.1 – Ages mesurés et calibrés pour 7 échantillons des carottes LBt09 et LT08-E.

La carotte du lac Thompson (LT08-E) a été décrite par Sébastien Bertrand<sup>1</sup> et Nicole Vargas<sup>2</sup>. Cette carotte est essentiellement constituée d’argile brune légèrement silteuse. Deux principaux niveaux de téphras ont été mis en évidence par observation de verres volcaniques dans des frottis : un niveau à 49–50 cm et un autre niveau entre 104 et 106 cm. Un troisième niveau de téphra a été identifié vers 55 cm de profondeur. Il n’est toutefois pas aussi important que les deux autres comme nous le verrons sur les profils de susceptibilité magnétique.

## 4.2 Datation

Dans cette section, nous présentons les processus de calibration des âges radiocarbone et l’établissement des âges à partir de données des isotopes du plomb et du césium. Nous verrons comment compiler ces données pour établir un modèle d’âge (« Age model ») pour les carottes prélevées.

### 4.2.1 Datation au $^{14}\text{C}$

Des échantillons de sédiments et de macro-restes des lacs Bertrand et Thompson ont été analysés par le National Ocean Sciences Accelerator Mass Spectrometry Facility (NOSAMS) du Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI) pour connaître leur date. Sept échantillons ont été datés et ensuite calibrés par le logiciel OxCal pour les carottes LBt09 (2 échantillons) et LT08-E (5  chantillons). Les résultats de la calibration sont donnés pour un intervalle de confiance 2  et sont accompagnés d’une moyenne (table 4.1 et figure 4.2).

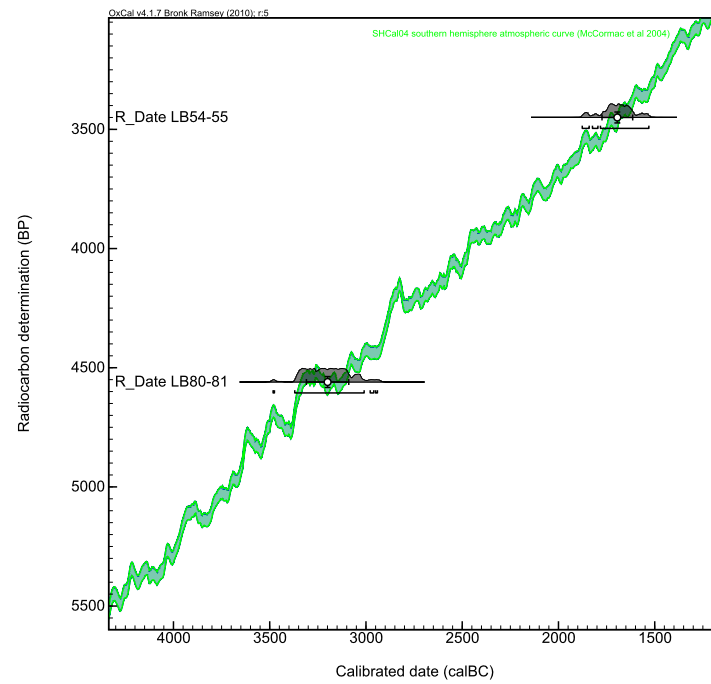
Si l’âge calibré de l’échantillon de brindille (twig) LT122-123 peut être considéré comme représentatif, il n’en va pas de même pour les âges calibrés sur les sédiments. Il faut en effet tenir compte d’un éventuel effet réservoir et/ou d’une contamination par des matériaux du bassin versant (section 3.2.1) et donc appliquer une correction aux âges calibrés.

Pour la carotte LT08-E, il est possible de déterminer la constante corrective directement à partir des dates calibrées par OxCal. Après avoir tracé le graphique des quatre dates estimées sur des sédiments par rapport à leur profondeur, on peut effectuer une régression polynomiale du second degré et en obtenir la relation. Le modèle obtenu est donc donné par la relation suivante

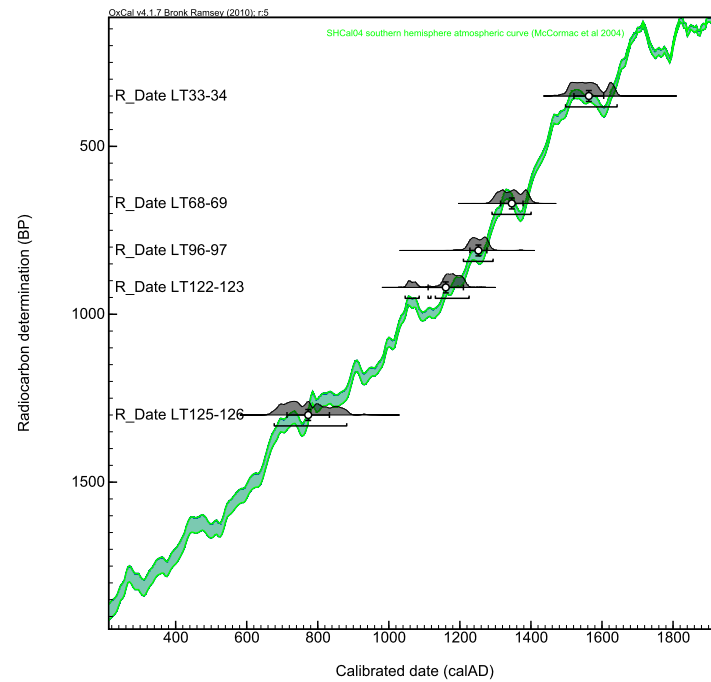
$$y = -0,078 \times x^2 + 4,338 \times x + 1485,223$$

1. Marine Chemistry and Geochemistry, Woods Hole Oceanographic Institution, MA, USA.

2. Centre EULA, Université de Concepción, Chili.



(a) Lago Bertrand LBt09



(b) Lago Thompson LT08-E

FIGURE 4.2 – Curve plots des échantillons calibrés avec OxCal pour les carottes LBt09 et LT08-E ; la courbe de calibration utilisée est SHCAL04 [McCormac *et al.*, 2004]. Les dates calibrées sont représentées avec un écart-type  $2\sigma$ .



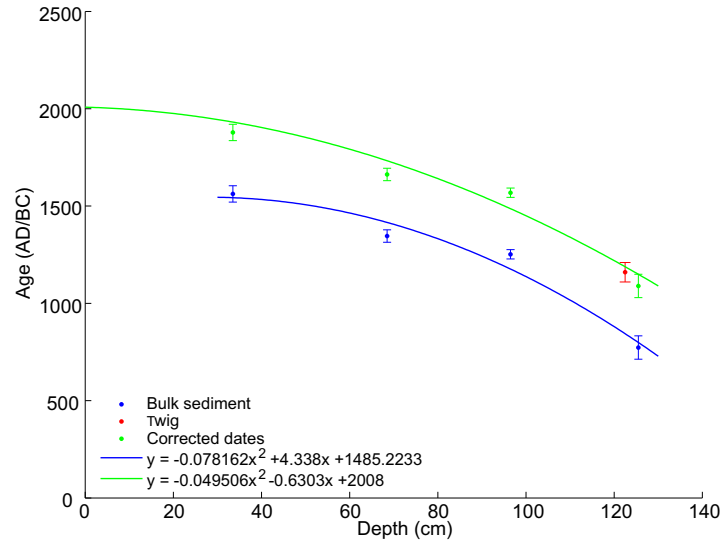


FIGURE 4.3 – Correction des âges calibrés sur les échantillons de sédiment. Les âges calibrés par OxCal sont représentés en bleu pour les sédiments et en rouge pour la brindille (twig). Les âges corrigés sont représentés en vert.

où  $y$  est l'âge et  $x$  la profondeur. En insérant la profondeur de l'échantillon de brindille dans l'équation 4.2.1, il est possible de prédire l'âge virtuel d'un sédiment à cette même profondeur. Si l'on soustrait cet âge virtuel de l'âge réel de la brindille, on obtient la constante corrective recherchée (315 ans). On peut dès lors appliquer cette constante aux quatre dates calibrées sur les sédiments (points verts sur la figure 4.3). Pour établir un modèle d'âge provisoire de cette carotte, on réalise une régression polynomiale de second degré sur les dates corrigées et sur la date calibrée de la brindille, tout en fixant l'intersection avec l'axe des ordonnées à 2008 AD (date d'extraction de la carotte). On obtient dès lors l'équation suivante

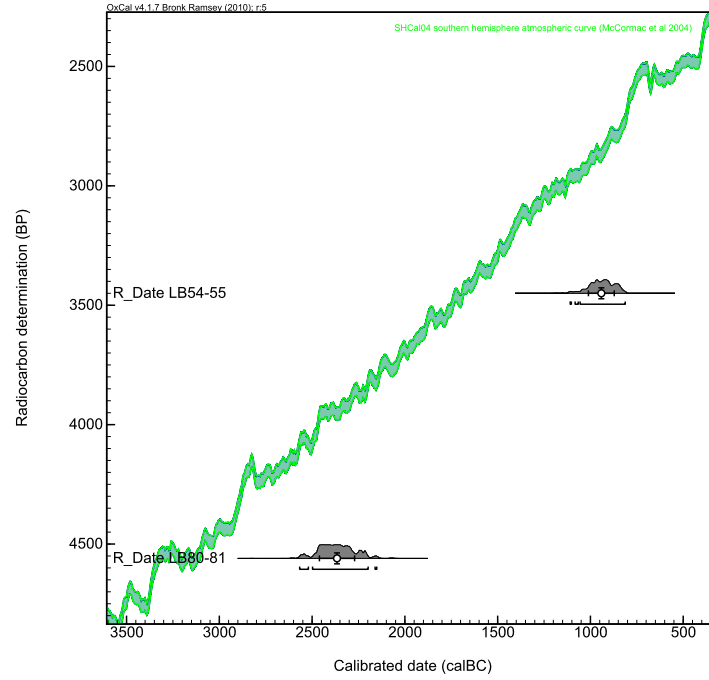
$$y = -0,049 \times x^2 - 0,63 \times x + 2008.$$

Comme nous l'avons vu précédemment (section 3.2.1), on peut également estimer la constante corrective de sédiments lacustres au moyen de leur rapport N/C (figure 3.5). Les sédiments des lacs Bertrand et Thompson présentent respectivement des rapports N/C moyens de 0,074 ( $C/N = 16,62$ ) et 0,108 ( $C/N = 9,26$ ). Les constantes correctives estimées sont d'environ 610 et 300 ans, restant dans le voisinage de 315 ans, la constante corrective calculée à partir de la brindille.

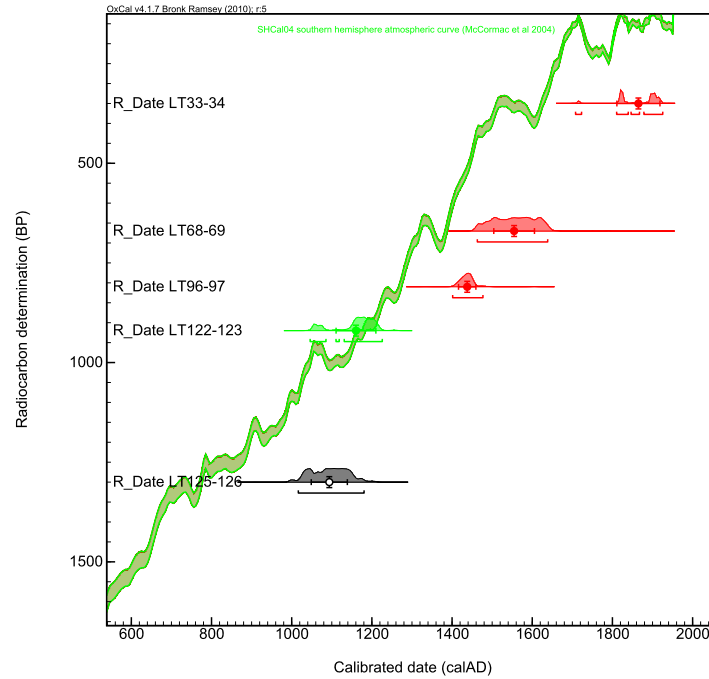
Dans OxCal, on peut ensuite créer un nouveau projet dans lequel on applique systématiquement une correction aux âges mesurés sur les sédiments. Les constantes correctives appliquées, ainsi que leur incertitude, sont respectivement de  $610 \pm 10$  et  $300 \pm 10$  pour les carottes des lacs Bertrand et Thompson (table 4.2). De nouveaux graphiques (« curve plots ») montrent l'écart (offset) des âges calibrés par rapport à la courbe de calibration théorique (figure 4.4).

#### 4.2.2 Datation au $^{137}\text{Cs}$ et $^{210}\text{Pb}$

Pour dater plus précisément la partie supérieure de deux carottes, des mesures isotopiques ont été effectuées par Sabine Schmidt du laboratoire Environnements et Paléoenvironnements



(a) LBT09 : offset appliqué sur les deux échantillons de sédiments.



(b) LT08-E : offset appliqué sur quatre échantillons de sédiments (3 en rouge et 1 en noir), la brindille n'a pas subi d'offset (vert).

FIGURE 4.4 – Curve plots avec offset des échantillons calibrés avec OxCal pour les carottes LBT09 et LT08-E; la courbe de calibration utilisée est SHCAL04 [McCormac *et al.*, 2004]. Les dates calibrées sont représentées avec un écart-type  $2\sigma$ .

Prof. (cm)	Code	Type	Offset	Age calibré $2\sigma$ (AD)	Moyenne (AD)
<b>LBt09</b>					
54–55	LB54-55	Bulk Sediment	$610 \pm 10$	$[-1110;-813]$	$-942 \pm 70$
80–81	LB80-81	Bulk Sediment	$610 \pm 10$	$[-2568;-2152]$	$-2366 \pm 95$
<b>LT08-E</b>					
33–34	LT33-34	Bulk Sediment	$300 \pm 10$	$[1708;1925]$	$1864 \pm 54$
68–69	LT68-69	Bulk Sediment	$300 \pm 10$	$[1463;1638]$	$1554 \pm 51$
96–97	LT96-97	Bulk Sediment	$300 \pm 10$	$[1401;1477]$	$1437 \pm 22$
122–123	LT122-123	Twig	0	$[1046;1226]$	$1160 \pm 50$
125–126	LT125-126	Bulk Sediment	$300 \pm 10$	$[1016;1180]$	$1093 \pm 45$

TABLE 4.2 – Ages calibrés avec offset pour les échantillons de sédiments des carottes LBt09 et LT08-E.

Océaniques et Continentaux (EPOC), Université Bordeaux 1. Ainsi, 9 échantillons ont été analysés sur les 20 et 15 premiers centimètres des carottes LBt09 et LT08-E et ont pu fournir notamment les activités du  $^{137}\text{Cs}$  et du  $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$  (plomb non-supporté) en mBq/g ainsi que leurs erreurs  $2\sigma$  respectives (tables annexe B.2).

Alors que le profil du  $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$  de la carotte LBt09 montre une belle tendance exponentielle, celui de la carotte LT08-E semble beaucoup plus perturbé (figure 4.5). Les mesures de la carotte LT08-E sont dès lors inutilisables pour une éventuelle datation des sédiments.

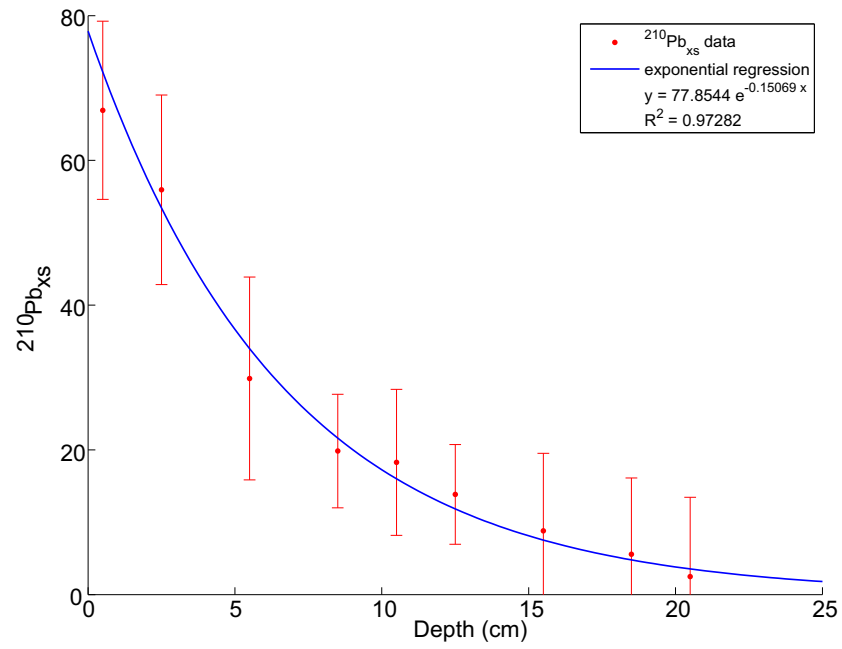
On retrouve le même cas de figure dans les profils de l'activité du  $^{137}\text{Cs}$  (figure 4.6). Seul le profil de la carotte LBt09 montre un maximum qui pourrait se référer au pic de césium enregistré au début des années soixante (section 3.2.1). Par la suite, nous daterons à 1963 AD la profondeur  $3 \pm 1$  centimètres de la carotte LBt09. Une incertitude sur la profondeur de plus ou moins un centimètre a été ajoutée étant donné le faible nombre de mesures autour du pic de césium. Cette information pourra nous servir à contraindre les datations au plomb suivantes.

Les différents modèles de datation du  $^{210}\text{Pb}$  (CFCS, CFCS<sub>MAR</sub>, CIC et CRS) ont donc été appliqués uniquement à la carotte LBt09 du lac Bertrand (figure 4.7). Le modèle SIT, fournissant généralement les résultats les plus pertinents, n'a malheureusement pas pu être utilisé dans ce mémoire. On constate que les modèle CFCS, CFCS<sub>MAR</sub> et CIC présente des tendances similaires et systématiquement un décalage d'environ 30 ans avec le marqueur temporel représenté par le pic de  $^{137}\text{Cs}$ . Le modèle CRS se détache sensiblement avec un taux de sédimentation légèrement plus lent. Un dernier modèle a été tenté, le modèle CRS-contraint (courbe verte tiretée). Ce modèle est contraint par le marqueur temporel du pic de  $^{137}\text{Cs}$  à environ 1963 (AD) vers 3cm. Ce dernier modèle sera retenu pour l'établissement du modèle d'âge de la carotte LBt09.

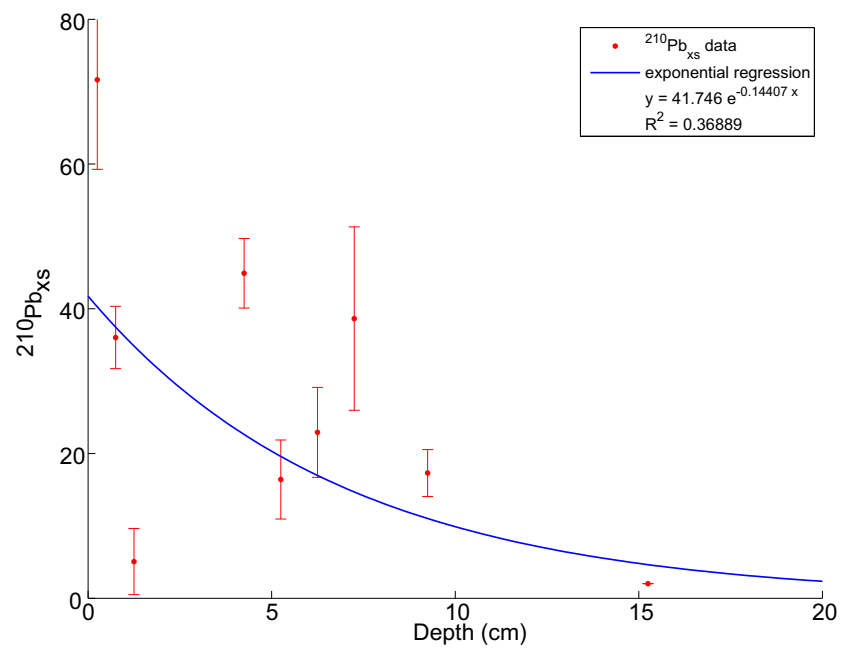
### 4.2.3 Modèle d'âge des lacs Bertrand et Thompson

Pour la partie principale du lac Bertrand, le modèle d'âge a été établi sur 2 âges  $^{14}\text{C}$  calibrés et sur les datations  $^{210}\text{Pb}$  et  $^{137}\text{Cs}$  modélisées par la méthode CRS-contraint dans les 20 premiers centimètres de la carotte LBt09 (figure 4.8).

Les méthodes de régression linéaire et de régression polynomiale d'ordre 2 ne respectent pas suffisamment les différentes dates connues. Les méthodes de régression polynomiale d'ordre 3 et 4 et la méthode d'interpolation cubique (cette méthode n'a pas été représentée sur le graphique par soucis de clarté) fournissent des courbes s'ajustant de mieux en mieux aux

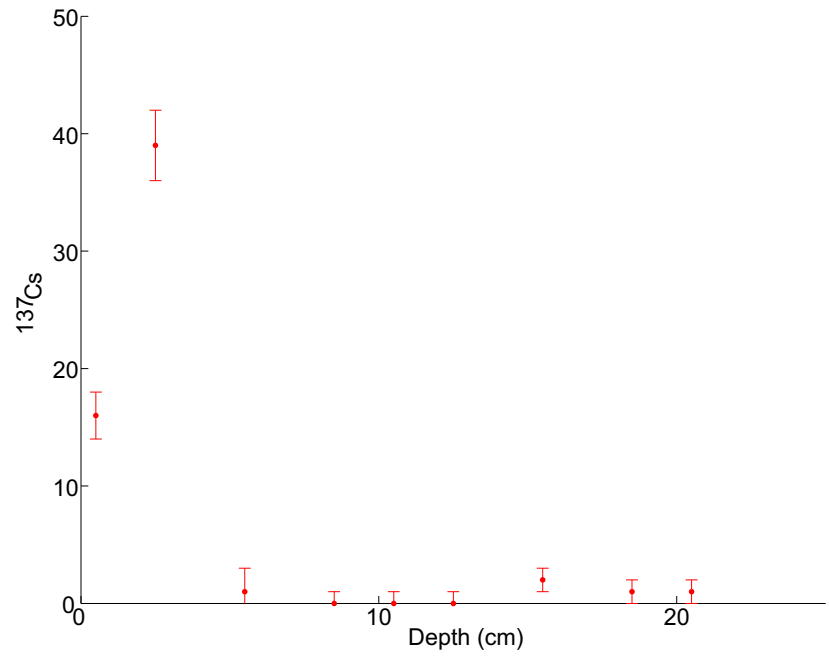


(a) LBt09

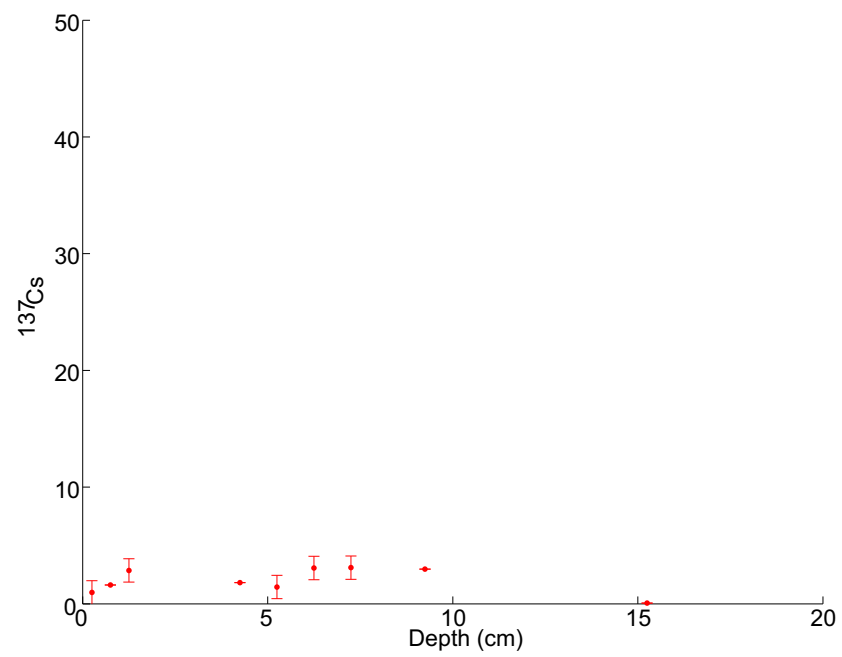


(b) LT08-E

FIGURE 4.5 – Evolution de l'activité du  $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$  (accompagnée de son erreur  $2\sigma$ ) en fonction de la profondeur pour les carottes LBt09 et LT08-E.



(a) LBt09



(b) LT08-E

FIGURE 4.6 – Evolution de l'activité du  $^{137}\text{Cs}$  (accompagnée de son erreur  $2\sigma$ ) en fonction de la profondeur pour les carottes LBt09 et LT08-E.

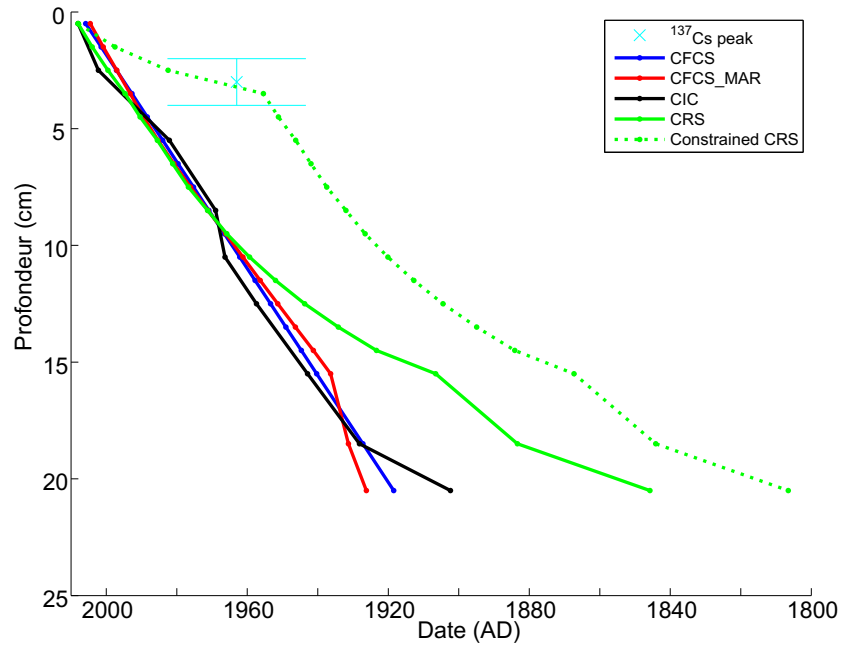
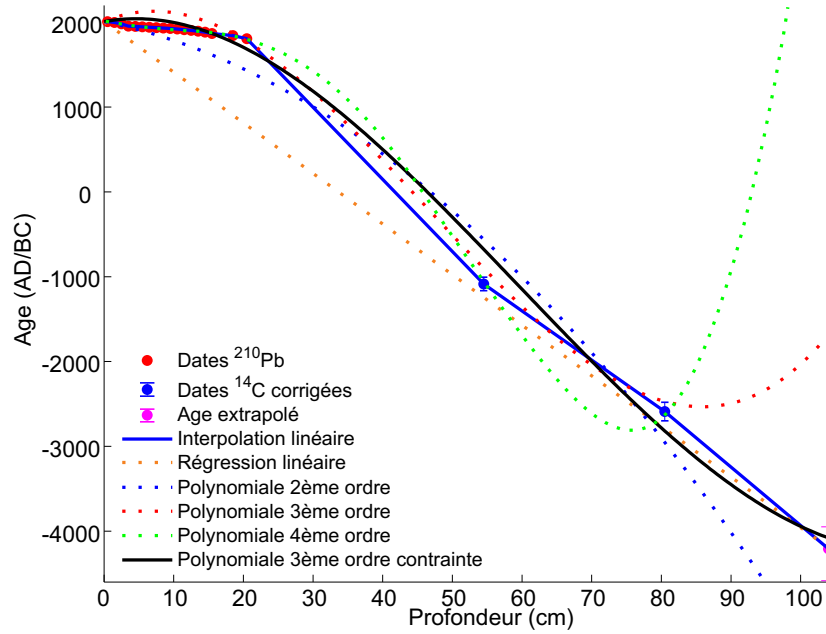
FIGURE 4.7 – Modèles de datation  $^{210}\text{Pb}$  de la carotte LBt09.

FIGURE 4.8 – Modèles d'âge pour la carotte LBt09; interpolation linéaire (courbe bleue pleine), régression linéaire (courbe orange), régression polynomiale d'ordre 2 (courbe bleue pointillée), régression polynomiale d'ordre 3 (courbe rouge), régression polynomiale d'ordre 4 (courbe verte) et régression polynomiale d'ordre 3 contrainte (courbe noire).

points datés. Ces dernières méthodes montrent néanmoins des limites notamment au niveau du comportement des courbes. On observe en effet une remontée anormale des courbes au-delà du dernier point daté (au-delà de 80 cm de profondeur). L'interpolation linéaire (courbe bleue) permet de mettre en évidence trois séquences sédimentaires. La première prend place dans les 20 premiers centimètres de la carotte et est définie par les datations  $^{210}\text{Pb}$  et  $^{137}\text{Cs}$ . Son taux de sédimentation moyen est de 1,03 mm/a. La deuxième séquence est comprise entre 20 et 55 cm et on observe une chute drastique du taux de sédimentation à 0,12 mm/a. La dernière séquence va de 55 à 80 cm et propose un taux de sédimentation de 0,17 mm/a. Les deux dernières séquences montrant des taux de sédimentation fort proches, il est préférable de les rassembler en une seule zone avec un taux de sédimentation moyen de 0,14 mm/a.

Pour pallier aux remontées anormales des fonctions après le dernier point daté, un âge estimé pour le fond de la carotte sera utilisé comme contrainte. Une fourchette d'âges pour la profondeur de 104 cm a donc été calculée par extrapolation en utilisant les taux de sédimentation des zones comprises entre 20,5 et 54,5 cm et entre 54,5 et 80,5 cm. Une fois contrainte, la méthode de régression polynomiale d'ordre 3 (courbe noire) montre un comportement plus cohérent. Une alternative plus rigoureuse consisterait à ajouter une condition de décroissance monotone sur le polynôme utilisé lors de la régression. Cette alternative sort néanmoins du cadre de ce mémoire et n'a donc pas été étudiée.

Les méthodes d'interpolation linéaire et de régression polynomiale d'ordre 3 contrainte montrent beaucoup de ressemblances (figure 4.9) : l'écart maximal entre les âges interpolés est de 408 ans vers 54 cm de profondeur et l'écart moyen est de 77 ans. Ceci dit, dans la suite de l'interprétation, nous porterons davantage d'importance aux dates interpolées linéairement (provenant des données  $^{210}\text{Pb}$ ) dans les 15 premiers centimètres de la carotte qu'à celles de la régression polynomiale d'ordre 3 contrainte.

L'équation de la régression polynomiale d'ordre 3 contrainte est

$$y = 0,0095x^3 - 1,7x^2 + 15,04x + 2008.$$

Le modèle d'âge de la carotte LT08-E ne repose, lui, que sur les 5 âges calibrés du radiocarbone. En effet, les profils d'activités du plomb et du césium sont difficilement interprétables. Les différentes méthodes d'interpolation expliquées précédemment ont été appliquées sur ces 5 âges, en fixant l'âge le plus récent à 2007, année précédant celle de l'extraction de la carotte (figure 4.10). Si les droites d'interpolations linéaires (courbe bleue pleine) respectent parfaitement les différentes datations, il n'en va pas de même pour la régression linéaire (courbe orange) qui montre des écarts importants par rapport aux trois datations du milieu de la carotte. Les régressions polynomiales d'ordre 2, 3 et 4 (respectivement les courbes pointillées bleue, rouge et verte) respectent de mieux en mieux les dates comme on pouvait s'y attendre (coefficient  $R^2$  de plus en plus proche de 1). La régression d'ordre 4 pose problème puisqu'elle présente des dates plus jeunes que 2007 dans les 20 premiers centimètres de la carotte. On note le même problème (quoique plus léger) pour l'interpolation cubique (courbe noire). Ces deux derniers modèles sont donc rejetés prioritairement.

Compte tenu de ces différents essais, le modèle d'âge retenu pourrait aussi bien être celui établi par régression polynomiale du troisième ordre que celui par interpolation linéaire. Ces deux modèles sont ceux qui respectent le mieux les datations tout en restant cohérents. Ils fournissent des âges particulièrement semblables dans les trente derniers centimètres de la carotte. L'écart maximal est de 53 ans vers 96 cm de profondeur et l'écart moyen est de

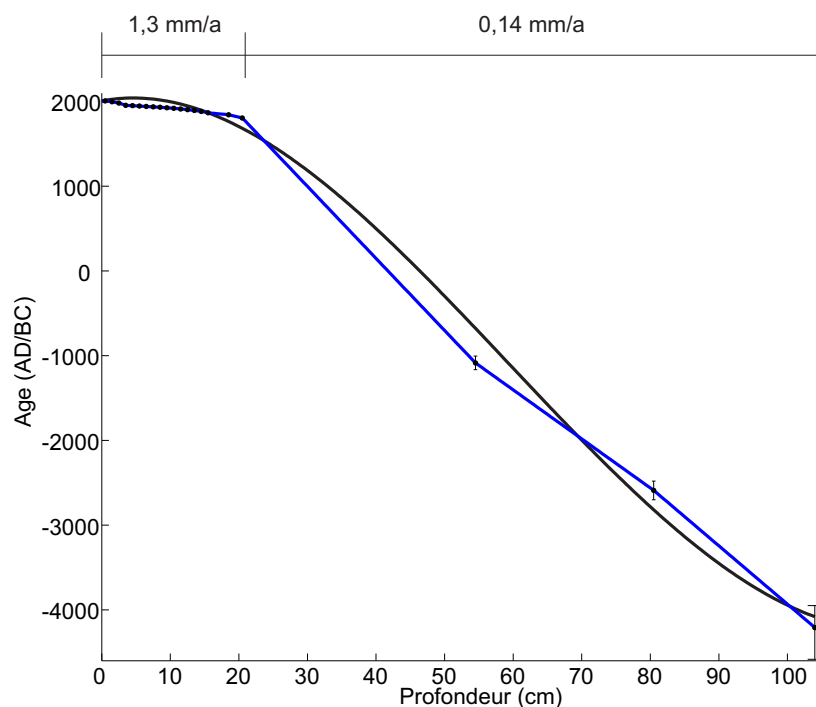


FIGURE 4.9 – Ecart entre les modèles générés par interpolation linéaire (courbe bleue) et par régression polynomiale d'ordre 3 contrainte (courbe noire) pour la carotte LBT09. Deux zones peuvent être définies selon leur taux de sédimentation.

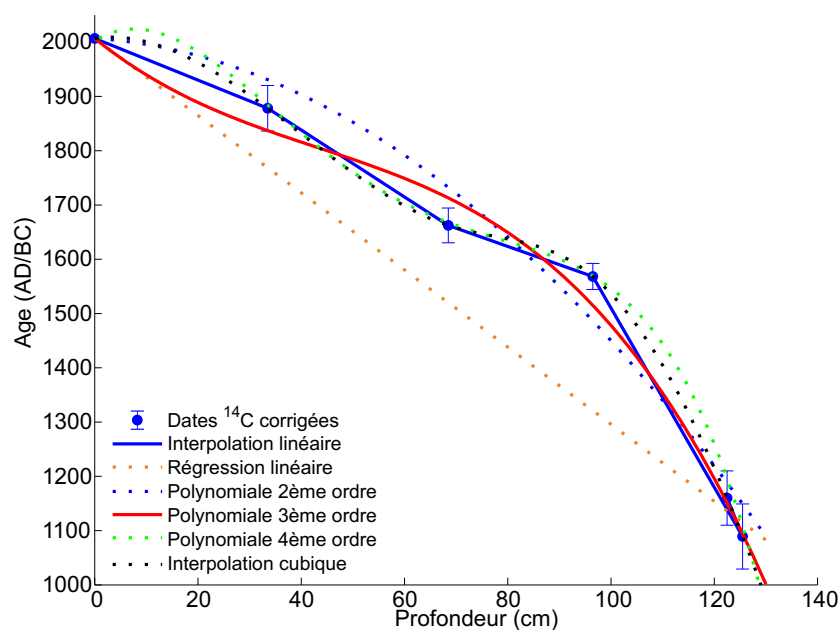


FIGURE 4.10 – Modèles d'âge pour la carotte LT08-E; interpolation linéaire (courbe bleue pleine), régression linéaire (courbe orange), régression polynomiale d'ordre 2 (courbe bleue pointillée), régression polynomiale d'ordre 3 (courbe rouge), régression polynomiale d'ordre 4 (courbe verte) et interpolation cubique (courbe noire).



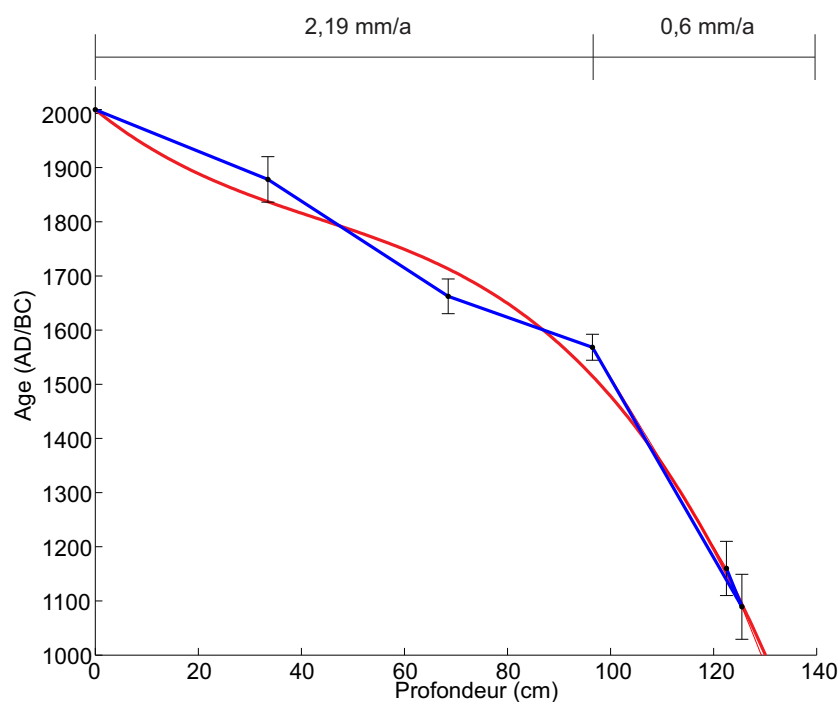


FIGURE 4.11 – Ecart entre les modèles générés par interpolation linéaire (courbe bleue) et par régression polynomiale d'ordre 3 (courbe rouge) pour la carotte LT08-E. Deux zones peuvent être définies selon leur taux de sédimentation.

5–6 ans. On remarque dans ce modèle d'âge deux séquences sédimentaires (figure 4.11) : une première dans les 96 premiers centimètres qui montre un taux de sédimentation moyen de 2,19 mm/a et une seconde unité, de 96 à 130 cm, caractérisée par un taux de sédimentation plus faible (0,6 mm/a). Le taux de sédimentation moyen de l'ensemble de la carotte est fixé à 1,41 mm/a. L'équation de la régression polynomiale d'ordre 3 est

$$y = -0,00081x^3 + 0,105x^2 - 7,68x + 2007.$$

Dans la suite du travail, nous utiliserons le modèle issu de l'interpolation pour les 15 premiers centimètres de la carotte de manière à donner plus d'importance aux datations  $^{210}\text{Pb}$ , puis celui issu de la régression polynomiale d'ordre 3 pour le reste de la carotte.

### 4.3 Susceptibilité magnétique

Les profils de susceptibilité magnétique de chaque lac ont été acquis à raison d'une mesure tous les 5 millimètres pour les carottes LBb11-A, LBt09 et LT08-E (figure 4.12).

Le profil de susceptibilité magnétique de la carotte LBb11-A (extension du lac Bertrand) présente dans ses dix premiers centimètres un double pic (figure 4.12a). De 10 à 30 centimètres (première aire gris clair), l'allure du profil reste assez stable avec une valeur moyenne de  $3,9 \times 10^{-4}$  SI. Le profil devient ensuite beaucoup plus irrégulier montrant une alternance de pics et de creux entre 35 et 90 centimètres de profondeur. Les pics et les creux sont respectivement définis par des valeurs de susceptibilités magnétiques de  $1 \pm 0,1 \times 10^{-3}$  et  $5 \pm 3 \times 10^{-5}$  SI. Les soixante derniers centimètres de la carotte (seconde aire gris clair) présentent encore quelques pics mais moins régulièrement que dans la zone précédente. Cette zone enregistre néanmoins le pic le plus magnétique ( $1,38 \times 10^{-3}$  SI) vers 114,5 cm et les creux sont définis par des valeurs de  $3 \pm 1 \times 10^{-4}$  SI. La moyenne globale des valeurs de susceptibilité de cette carotte est fixée à  $4,26 \times 10^{-4}$  SI.

La carotte LBt09 montre autour de 3,5 cm, un large pic culminant à  $6,1 \times 10^{-4}$  SI (figure 4.12b). Le profil est ensuite caractérisé par une tendance ascendante jusqu'au principal niveau remarquable de la carotte vers 40 cm ( $8,3 \times 10^{-4}$  SI). La tendance devient finalement descendante jusqu'au fond de la carotte. Les valeurs moyennes de cette carotte tournent autour de  $4,51 \times 10^{-4}$  SI.

Le profil de susceptibilité magnétique de la carotte du lac Thompson (LT08-E) montre deux pics remarquables (aires grisées) vers 50 et 105 cm avec des valeurs respectives vers  $5,22 \times 10^{-3}$  et  $2 \times 10^{-3}$  SI (figure 4.12c). Par ailleurs, le profil est assez régulier et possède une moyenne à  $2 \times 10^{-4}$  SI. On n'aperçoit aucune augmentation frappante au niveau du téphra identifié vers 55 cm.

### 4.4 Radiographies-X et niveaux de gris

La variation des niveaux de gris établis sur base des radiographies-X des carottes, peut être interprétée en parallèle avec le profil correspondant de susceptibilité magnétique. Sur chaque figure se trouve les courbes de niveaux de gris (en bleu), de susceptibilité magnétique (en rouge) et la radiographie-X le long de l'axe des abscisses.

Dans la carotte de l'extension du lac Bertrand (LBb11-A), les niveaux de gris permettent de mettre en évidence des laminations plurimillimétriques à centimétriques (figure 4.12a). On constate que les principaux pics de niveaux de gris sont généralement corrélés avec un creux de la susceptibilité magnétique; les exemples les plus visibles se trouvent aux profondeurs de 33 et 66,5 centimètres (aires gris foncé). Il est possible de définir trois zones distinctes d'après la radiographie-X :

- 0–30 cm : les niveaux de gris sont assez stables. Il est toutefois possible de voir de très légères laminations millimétriques ;
- 30–100 cm : alternance plurimillimétriques à centimétriques distinctes ;
- 100–162 cm : quelques lamines plurimillimétriques plus diffuses, intensité globalement plus claire.

La radiographie-X et la courbe de niveaux de gris de la carotte LBt09 du lac Bertrand montre moins de variations d'intensité (figure 4.12b). On constate premièrement vers 3,5 centimètres de profondeur un niveau plus sombre qui coïncide avec des valeurs de susceptibilité

magnétique plus élevées. Ensuite, entre 20 et 40 cm, de légères laminations plurimillimétriques sont mises en évidence. Enfin, vers 40 cm apparaît un niveau plus sombre correspondant également à un pic de susceptibilité magnétique.

Tant la radiographie-X que la courbe de niveaux de gris ne mettent en évidence des laminations dans la carotte LT08-E du lac Thompson (figure 4.12c). On peut simplement distinguer deux zones avec des intensités plus sombres : une zone entre 40 et 60 centimètres de profondeur (avec un pic plus foncé vers 49–50 cm) et une zone avec un large pic foncé autour de 105 cm. Dans cette carotte, par opposition à la carotte LBb11-A, les deux pics de susceptibilité magnétique (à 50 et 105 cm) sont en corrélation positive avec les pics d'intensité plus sombre.

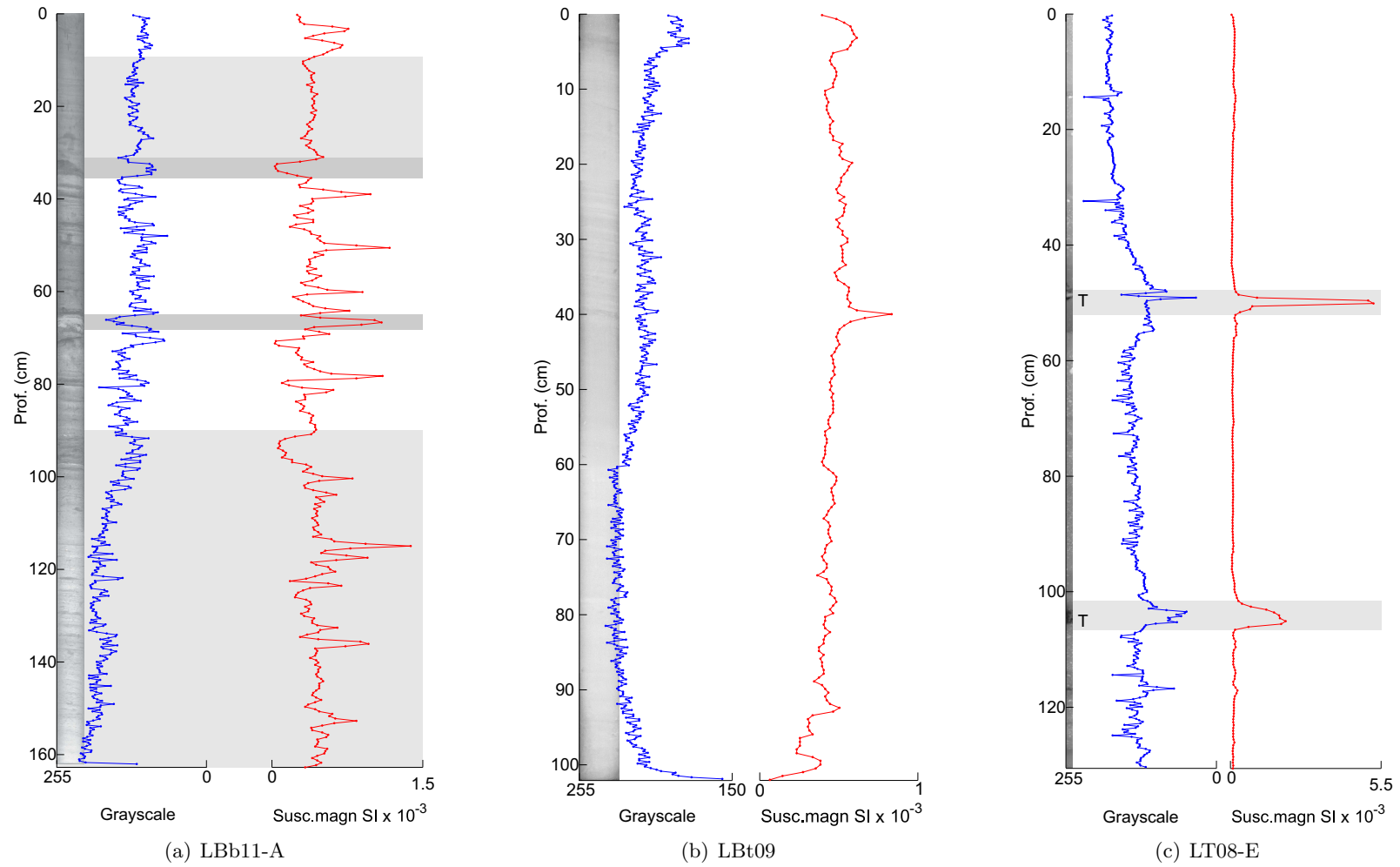


FIGURE 4.12 – Susceptibilité magnétique (SI) et niveaux de gris (grayscale) des carottes LBb11-A, LBt09 et LT08-E. La position de chaque téphra pour la carotte LT08-E est indiquée par un T.

## 4.5 Pertes au feu

Les pertes au feu à 550°C et 950°C ont été réalisées tous les centimètres pour la carotte LBb11-A. Les pertes au feu à 105°C, 550°C et 950°C ont également été mesurées tous les centimètres sur la carotte LBt09<sup>3</sup>. Enfin, seule la perte au feu à 105°C a été réalisée sur la carotte LT08E<sup>4</sup> (figure 4.13). Le TIC (Total Inorganic Carbon) est estimé à partir du LOI 950°C multiplié par 0,273 (le rapport des masses molaires du carbone et du dioxyde de carbone). Les densités sèches sont dérivées des mesures d'humidité suite à la perte au feu à 105°C.

La perte au feu à 550°C peut être assimilée au contenu en matière organique des sédiments. Pour la carotte LBb11-A (figure 4.13a), le taux moyen de matière organique avoisine 12,5%. Un minimum est observé vers 67 cm de profondeur avec une valeur de 3%. Le maximum se trouve, lui, à 41% vers 34 cm. Les 10 premiers centimètres de la carotte sont marqués par une décroissance de la teneur en matière organique. On note ensuite une zone stable de 10 à 30 cm, puis une zone avec une alternance de pics et de creux entre 30 et 100 cm. On retrouve ensuite des valeurs plus stables jusque la fin de la carotte. Le TIC de la carotte LBb11-A est caractérisé par une valeur moyenne de 0,4%.

La carotte LBt09 montre un contenu en matière organique moyen de 3,5% (figure 4.13b). On note un pic à 9% vers 3–4 centimètres de profondeur. Le reste de la carotte ne présente pas de variations majeures. La valeur moyenne de carbone inorganique pour cette carotte est de 0,3%. On relève la présence de 2 creux et 4 pics se distinguant du reste de la carotte. La densité sèche du sédiment augmente progressivement dans les 10 premiers centimètres. Les valeurs restent ensuite stables avec une moyenne de 0,9 g/cm<sup>3</sup>. On note deux creux avec de plus faibles valeurs vers 68 et 94 centimètres.

La densité sèche des sédiments du lac Thompson (carotte LT08-E) présente une valeur moyenne de 0,3 g/cm<sup>3</sup> (figure 4.13c). Les valeurs de densité sèche restent relativement stables hormis deux pics importants (vers 50–51 cm et 104–106 cm) jusque 0,6–0,7 g/cm<sup>3</sup> et deux pics mineurs (vers 14–15 cm et 117–118 cm). A titre indicatif, des pertes au feu complètes ont été réalisées sur une carotte voisine du même lac par Laurence Nuttin (carotte LT08-F). Cette carotte présente des valeurs moyennes de matière organique de 15,5%, de carbone inorganique de 0,7% et de densité sèche de 0,4 g/cm<sup>3</sup>.

---

3. Données Meriam El Ouahabi.

4. Données Sébastien Bertrand, Woods Hole Oceanographic Institution, MA, USA.

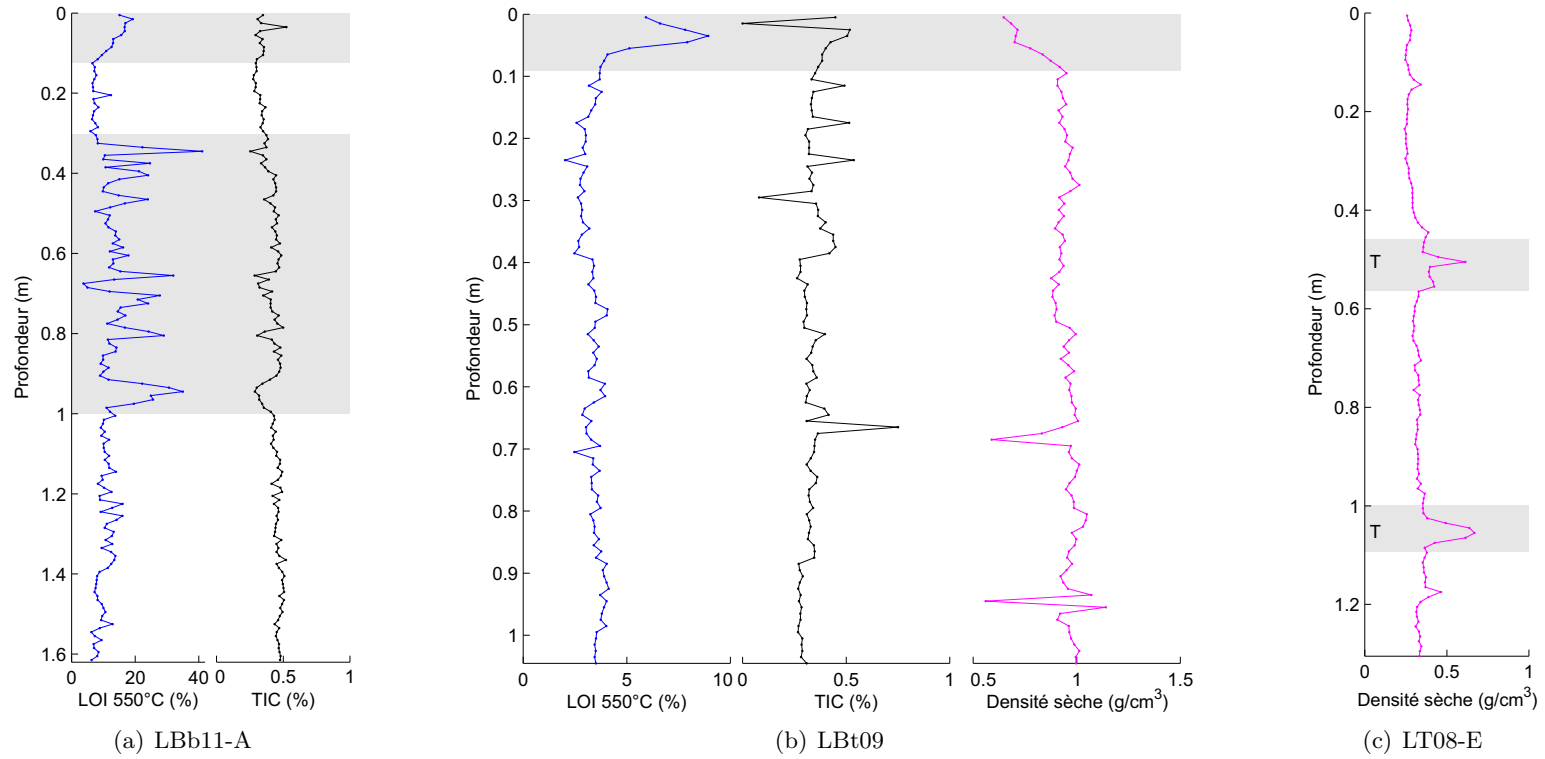


FIGURE 4.13 – Résultats des pertes au feu des carottes LBb11-A, LBt09 et LT08-E; LOI 550°C(%) en bleu, LOI 950°C(%) en noir et densités sèches ( $\text{g}/\text{cm}^3$ ) en rose.

## 4.6 Analyse élémentaire et isotopique C et N

Les données brutes issues de l'analyse élémentaire C et N doivent subir un traitement préalable à leur interprétation. En comparant les valeurs fournies par les mesures sur les répliques, on peut estimer le degré de variabilité des mesures (nombre de décimales significatives) et donc restreindre nos valeurs à la décimale appropriée. Cette restriction aura pour effet de lisser la courbe C/N, la rendant ainsi plus pertinente. Pour passer du rapport C/N massique calculé à un rapport atomique de C/N, il suffit de multiplier le rapport massique par le quotient des masses atomiques de l'azote et du carbone ( $N/C \approx 1,167$ ).

L'ensemble des mesures (C, N,  $\delta^{13}\text{C}$  et  $\delta^{15}\text{N}$ ) ont été effectuées sur la carotte LBb11-A tous les deux centimètres (figure 4.14a). Les sédiments de cette carotte présentent un TOC (Total Organic Carbon) et un TN (Total Nitrogen) de respectivement 4,9 et 0,33% en moyenne. La valeur moyenne du rapport C/N atomique est de 16,53. Ces trois paramètres mettent en évidence une zone, entre 30 et 100 cm de profondeur, avec une alternance de pic (jusque 30) et de creux (jusque 12). Les courbes de  $\delta^{13}\text{C}$  et  $\delta^{15}\text{N}$  présentent une moins grande variabilité; les valeurs moyennes respectives sont  $-26,5\text{‰}$  et  $2,4\text{‰}$ . On note une corrélation positive entre les courbes TOC–TN et TN–C/N avec respectivement des coefficients  $R^2$  de 0,83 et 0,74 (figure 4.14b). Dans une moindre mesure, la courbe TOC montre aussi une corrélation avec le C/N (coefficients  $R^2$  de 0,38).

Pour la seconde carotte du lac Bertrand (LBt09), nous ne disposons que des données<sup>5</sup> C, N et  $\delta^{13}\text{C}$  mesurées tous les deux centimètres (figure 4.15a). La quantité de TOC et de TN contenue dans les sédiments de la partie principale du lac est environ 10 fois moins importante que dans son extension latérale du lac (moyenne de 0,4% pour le TOC et 0,03% pour le TN). Le rapport C/N, avec une moyenne de 20,65, reste plus ou moins semblable à celui du lac principal. Mis à part une petite augmentation suivie d'une large diminution des valeurs dans les 10 premiers centimètres de la carotte, les courbes TOC et TN restent assez stables. On note toutefois une légère incursion négative du TN vers 38–39 cm de profondeur puis une diminution progressive de ses valeurs après 50 centimètres. L'incursion négative vers 38–39 cm du TN se traduit par un pic dominant du rapport C/N. De plus, les 25 derniers centimètres de la carotte présentent des valeurs croissantes de C/N jusqu'à 80. La courbe de  $\delta^{13}\text{C}$  est discontinue à cause d'un certain nombre de valeurs incohérentes écartées lors du traitement des données. Même si la moyenne de  $\delta^{13}\text{C}$  ( $-24\text{‰}$ ) est assez semblable à celle de l'extension latérale du lac, la courbe montre davantage de variabilité avec des valeurs variant entre  $-28$  et  $-21\text{‰}$  (au lieu de  $-27$  à  $-25\text{‰}$  pour l'extension du lac). La seule corrélation visible est la corrélation positive entre le TOC et le TN avec un coefficient  $R^2$  de 0,82 (figure 4.15b). Cette corrélation est principalement dictée par le pic des 10 premiers centimètres de la carotte.

Le contenu en éléments C et N, le rapport C/N (atomique), le  $\delta^{13}\text{C}$  et le  $\delta^{15}\text{N}$  ont été enregistrés<sup>6</sup> pour la carotte LT08-E (lac Thompson) tous les centimètres dans les 20 premiers centimètres de la carotte puis tous les deux centimètres (figure 4.16a). Le TOC et le TN présentent des valeurs moyennes de 5,12 et 0,65% respectivement. Les 50 premiers centimètres de la carotte montrent des valeurs décroissantes, puis, de 50 à 130 cm, des valeurs stables. On remarque trois incursions négatives vers 14–15 cm, 50–51 cm et 104–107 cm. La courbe de C/N

---

5. Données Julien Brix.

6. Données Sébastien Bertrand, Woods Hole Oceanographic Institution, MA, USA.

(atomique) est croissante dans les 30 premiers centimètres puis assez stable sur le reste de la carotte. La valeur moyenne de C/N est de 9,26. Le  $\delta^{13}\text{C}$  et le  $\delta^{15}\text{N}$  ont respectivement une valeur moyenne de  $-29,06\text{‰}$  et  $3,36\text{‰}$ . Les courbes du TOC et du TN montre une corrélation positive presque parfaite comme en témoigne le coefficient  $R^2$  de 0,95 (figure 4.16b). Les autres paramètres sont nettement moins bien corrélés entre eux.



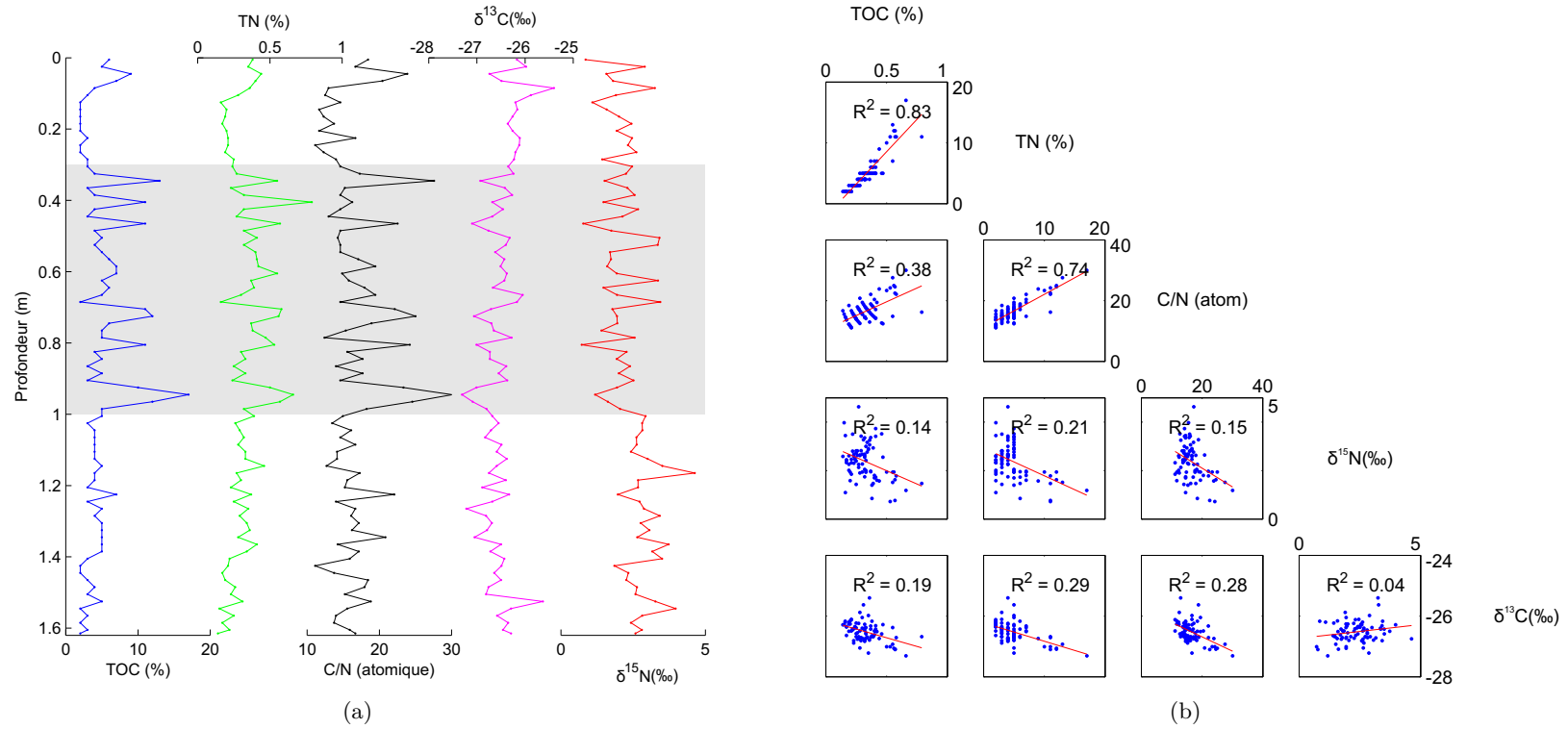


FIGURE 4.14 – Résultats de l'analyse élémentaire et isotopique de la carotte LBb11-A ; (a) TOC (%) en bleu, TN (%) en vert, C/N (atomique) en noir,  $\delta^{13}\text{C}$  (‰) en rose et  $\delta^{15}\text{N}$  (‰) en rouge. (b) Corrélation entre les différentes courbes.

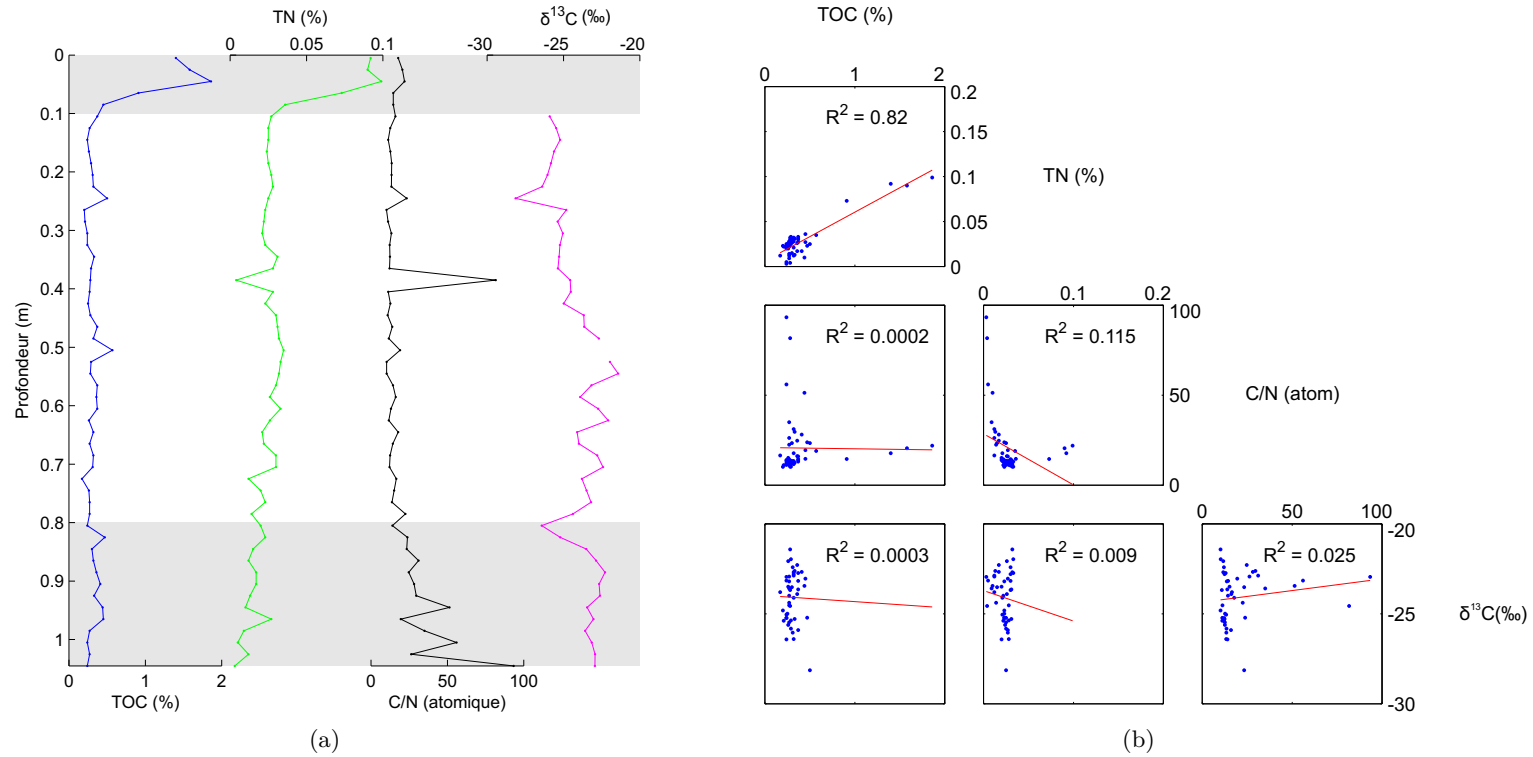


FIGURE 4.15 – Résultats de l'analyse élémentaire et isotopique de la carotte LBT09 ; (a) TOC (%) en bleu, TN (%) en vert, C/N (atomique) en noir et  $\delta^{13}\text{C}$  (‰) en rose. (b) Corrélation entre les différentes courbes. Certaines données  $\delta^{13}\text{C}$  étaient erronées et n'ont donc pas été prises en compte pour la réalisation des nuages de points. Cela fausse donc les régressions appliquées au  $\delta^{13}\text{C}$ .

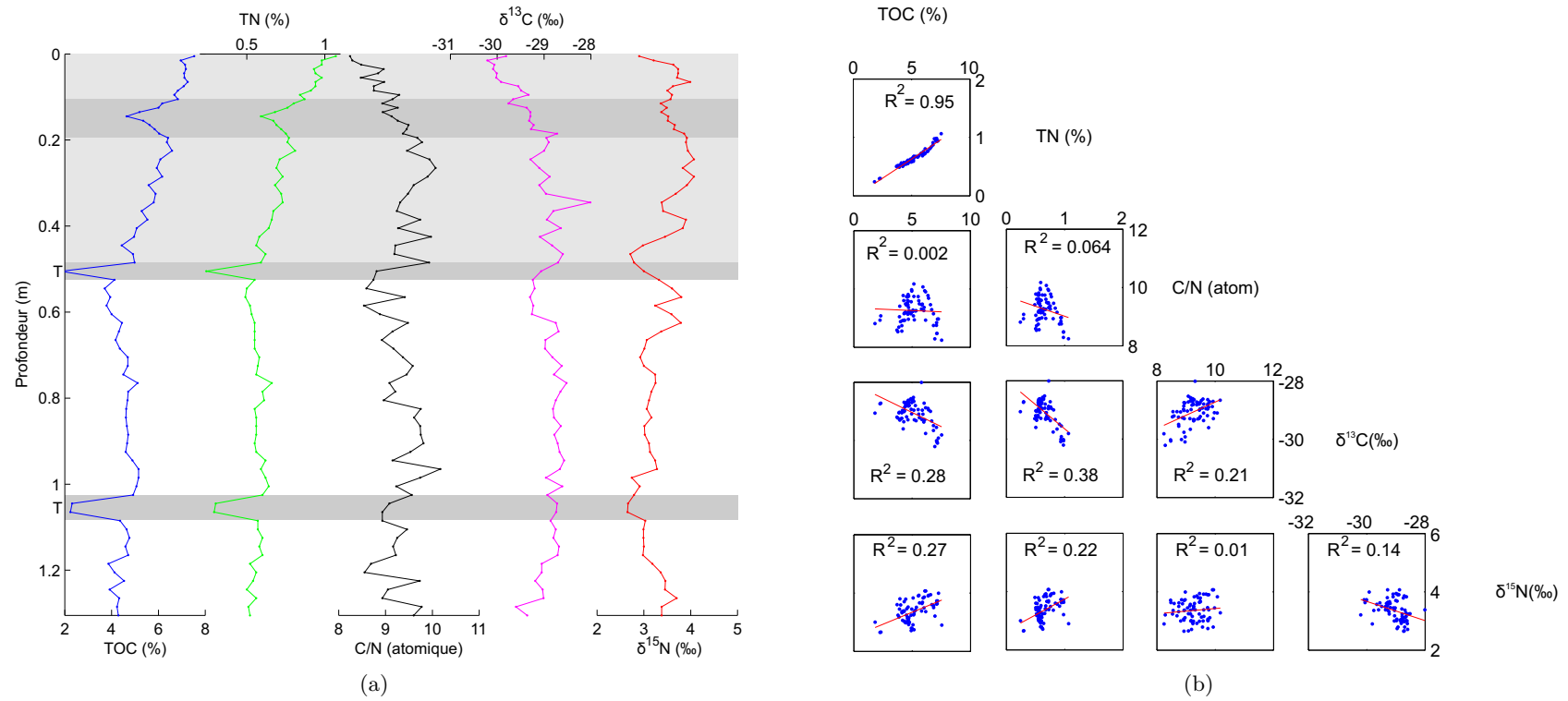


FIGURE 4.16 – Résultats de l'analyse élémentaire et isotopique de la carotte LT08-E; (a) TOC (%) en bleu, TN (%) en vert et C/N (atomique) en noir,  $\delta^{13}\text{C}$  (‰) en rose et  $\delta^{15}\text{N}$  (‰) en rouge. (b) Corrélation entre les différentes courbes.

## 4.7 Silice biogène

Comme nous l'avons vu précédemment (section 3.3.5), il est nécessaire de corriger les mesures de silice biogène à l'aide du rapport Si/Al d'échantillons de sols prélevés dans le bassin versant du lac. Ce rapport Si/Al a été mesuré sur plusieurs sols pour chaque lac. Nous avons ensuite ciblé quels échantillons étaient les plus représentatifs du lac et/ou de l'emplacement de la carotte. Nous avons utilisé ces rapports Si/Al pour corriger les mesures de silice biogène des sédiments de chaque carotte.

Pour la partie principale du lac Bertrand, nous utiliserons un rapport de 0,46, celui qui a été mesuré sur un échantillon d'arène (LP111-S2) située au sud-ouest de l'endroit de prélèvement de la carotte, à proximité du bassin versant du lac Plomo (triangle orange figure 2.4). Pour l'extension latérale du lac Bertrand, une moyenne de trois échantillons de sol (LBt11-S1, LBt11-S2 et LBt11-S3) a été calculée fournissant ainsi un rapport Si/Al de 1,04. Enfin, la moyenne du rapport Si/Al de deux échantillons de sols (LTh10-S1 et LTh10-S2) situés sur le versant est du lac Thompson est 4,64 (figure 2.1).

Il se peut que cette méthode fournisse des résultats avec quelques valeurs négatives de silice biogène ; ces valeurs seront ramenées à zéro avant de les représenter sur graphique. La silice biogène des carottes LBt09<sup>7</sup> et LT08-E<sup>8</sup> a été calculée tous les centimètres. Pour la carotte LBb11-A plus longue (162 cm), les mesures ont été réalisées tous les deux centimètres (figure 4.17).

Le profil de la silice biogène de la carotte LBb11-A (figure 4.17a) est assez saccadé, ne montre aucune tendance et ne permet de définir aucune zone distincte. Le sédiment de cette carotte est assez pauvre en silice biogène puisqu'il présente comme moyenne 4,2% et comme valeur maximale 9,9%.

Les sédiments de la carotte LBt09 (partie principale du lac Bertrand) sont beaucoup plus riches en silice biogène que ceux de l'extension latérale du lac (figure 4.17b). On note une valeur moyenne légèrement supérieure à 9%. Cette moyenne plus élevée est principalement due à la présence de deux zones particulièrement riches en silice biogène. La carotte peut donc être définie par plusieurs zones caractérisées par la silice biogène :

- 0–30 cm : peu de variations et moyenne à 4,1% ;
- 30–46 cm : augmentation progressive de la silice biogène jusqu'à un maximum de 36% à 45 centimètres de profondeur. La moyenne de cette zone se situe à 18,4% ;
- 46–48 cm : chute abrupte de la silice biogène jusque des valeurs de 8% ;
- 48–61 cm : remontée progressive de la silice biogène jusqu'à un pic de 26,5% vers 61 cm de profondeur. La valeur moyenne de silice biogène de cette zone est de 20,2% ;
- 61–104 cm : chute abrupte puis profil stable de la silice biogène avec une moyenne de 5,6%.

Le lac Thompson (carotte LT08-E) est, des trois sites d'études, celui présentant les sédiments les plus riches en silice biogène (figure 4.17c) avec une valeur moyenne à 57%. Il est possible de définir une première zone entre 15 et 49 cm avec des valeurs légèrement supérieures à la moyenne et deux autres zones avec des valeurs plus basses. Une se situe entre 49 et 51 cm de profondeur avec des valeurs qui descendent jusque 45% et l'autre est définie par deux creux se situant à 104–105 et 108–109 cm de profondeur. On trouve comme valeurs minimales pour chaque creux environ 20%. Parallèlement, on note les deux maximum de la

---

7. Données Julien Brix

8. Données Geoffroy Borgniet

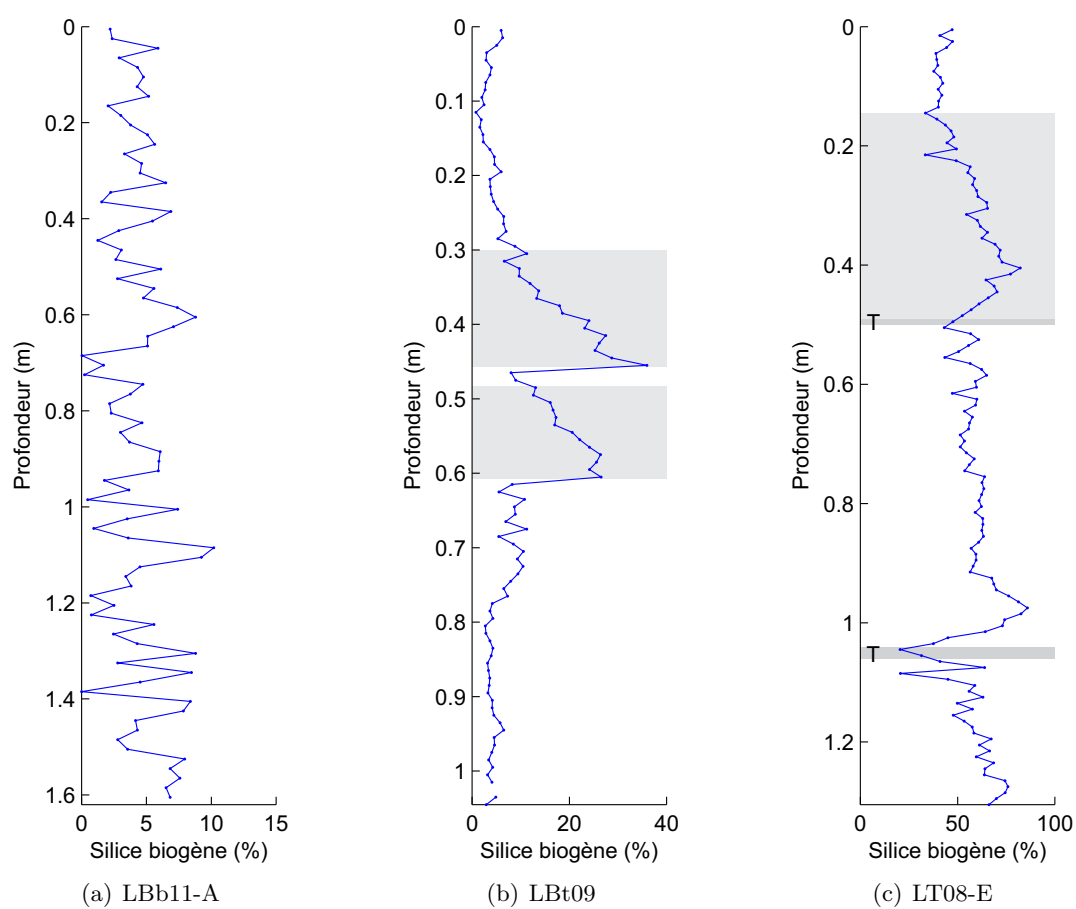


FIGURE 4.17 – Silice biogène (%) des carottes LBb11-A, LBt09 et LT08-E; valeurs corrigées en fonction du rapport Si/Al d'échantillons de sols locaux.

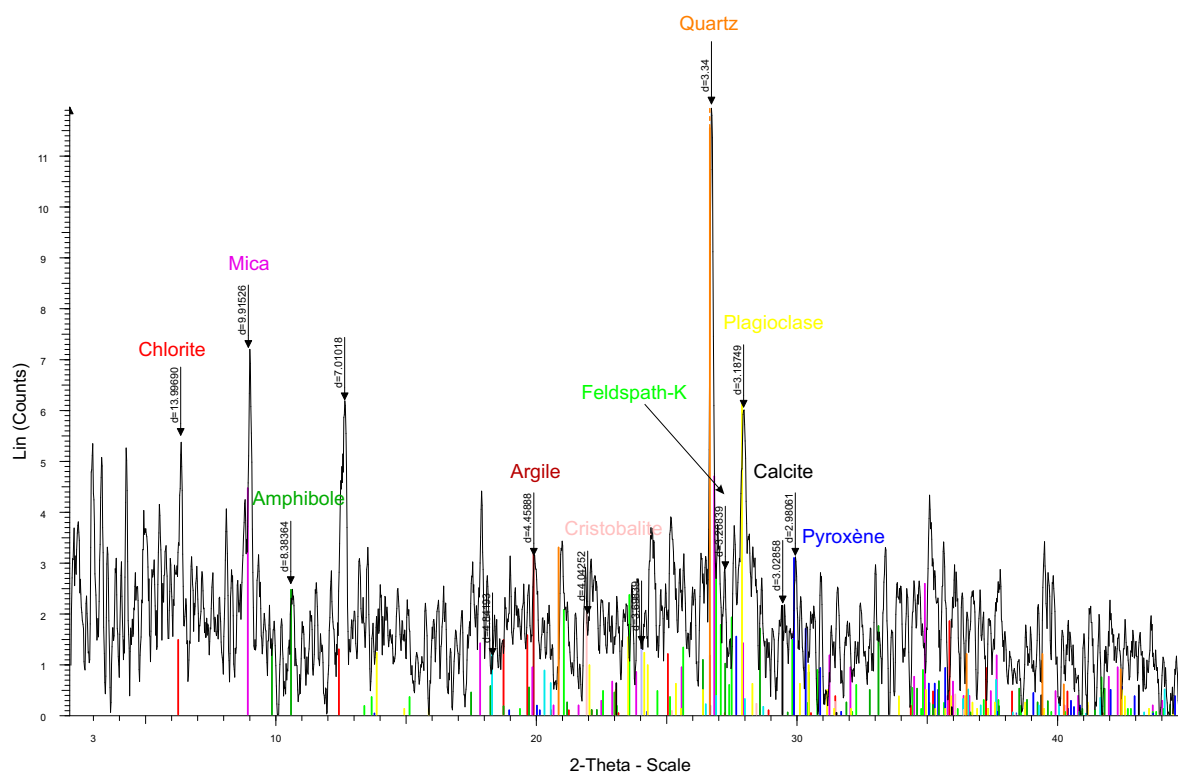


FIGURE 4.18 – Spectre de diffraction de l'échantillon LBb11-A\_79-80. La courbe est représentée sans le bruit de fond et est lissée (facteur 0,1). Les principaux pics sont annotés selon le minéral qu'ils représentent.

courbe juste « au-dessus » des deux zones précédemment citées : à 40–41 cm (82,3%) et 97–98 cm (85,9%).

## 4.8 Diffraction des rayons-X

Une semi-quantification des espèces minérales présentes dans les sédiments de chaque lac a pu être effectuée. La carotte LBb11-A a été analysée tous les 5 cm environ en ciblant certains niveaux caractéristiques relevés lors de la description macroscopique. La carotte LBt09 a été analysée tous les centimètres entre 0 et 24 cm de profondeur puis tous les 2 à 4 cm jusqu'au fond de la carotte<sup>9</sup>. Enfin, la carotte LT08-E a été analysée tous les 5 cm<sup>10</sup>.

L'analyse DRX fournit des spectres dont on doit d'abord soustraire le bruit de fond puis appliquer un lissage (facteur de lissage 0,1). On peut ensuite identifier les pics principaux et secondaires des phases minérales en présence (exemple à la figure 4.18). Des flèches sont positionnées au sommet des pics principaux de chaque espèce ; elles sont accompagnées de la valeur  $d$  de l'espace basal ; l'ordonnée de leur pointe représente l'intensité du pic. Lorsque le sédiment contient une grande proportion de matière amorphe, on observe une remontée caractéristique du bruit de fond généralement entre 15 et 35° $2\theta$  (figure 4.19).

9. Données Meriam El Ouahabi

10. Données Laurence Nuttin

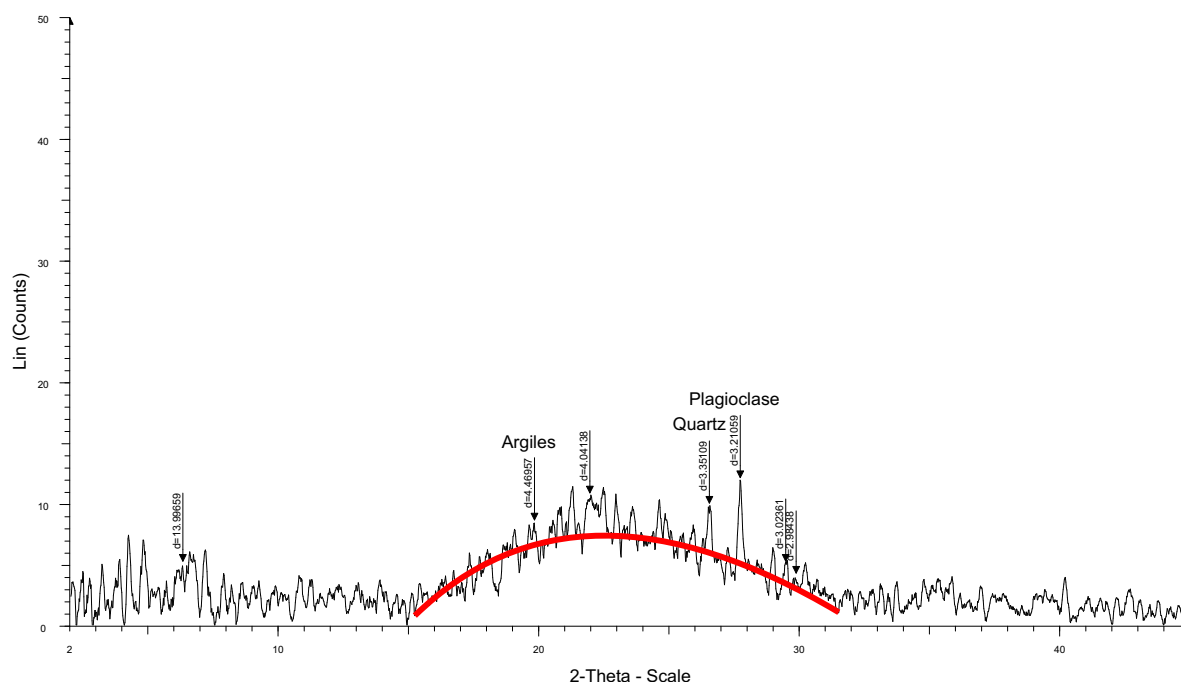


FIGURE 4.19 – Spectre de diffraction de l'échantillon LT08-E\_80-81. Le trait rouge souligne la remontée du bruit de fond due à la présence de matière amorphe. Données Laurence Nuttin.

La carotte LBb11-A contient, par abondance décroissante (figure 4.20) : des argiles ( $\sim 23\%$ ), des micas ( $\sim 19\%$ ), de la chlorite ( $\sim 12\%$ ), de la cristobalite ( $\sim 12\%$ ), des plagioclases ( $\sim 10\%$ ), des feldspaths-K ( $\sim 7\%$ ), du quartz ( $\sim 7\%$ ), des pyroxènes ( $\sim 6\%$ ) et des amphiboles ( $\sim 4\%$ ). Ces sédiments contiennent également un peu de la calcite ( $\sim 1\%$ ) et de la gibbsite. Cette dernière phase reste tout au long de la carotte en trace et n'a donc pas été prise en compte lors du calcul des abondances. Ces proportions de minéraux restent relativement constantes sur l'ensemble de la carotte à l'exception d'un niveau vers 67–68 cm de profondeur. Ce niveau, qui correspond à l'arène identifiée à la description de la carotte, présente une concentration plus grande en plagioclase (jusque 33%).

La partie principale du lac Bertrand (carotte LBt09) présente grossièrement le même assemblage de minéraux que son extension latérale (figure 4.21). On note, par abondance décroissante : de la cristobalite ( $\sim 21\%$ ), des argiles ( $\sim 19\%$ ), des micas ( $\sim 19\%$ ), des plagioclases ( $\sim 13\%$ ), du quartz ( $\sim 10\%$ ), des feldspath-K ( $\sim 7\%$ ), des amphiboles ( $\sim 5\%$ ) et de la chlorite ( $\sim 5\%$ ). La carotte présente quelques petites variations locales mais aucun niveau ne se distingue particulièrement.

Le lac Thompson montre une composition minéralogique fort différente de son homologue austral. Cette différence vient principalement de la présence dans les sédiments de ce lac de matières amorphes composées de matière organique, de silice biogène (frustules de diatomées) et/ou de verres volcaniques selon les profondeurs. La carotte LT08-E présente donc, par abondance décroissante : de la matière amorphe ( $\sim 54\%$ ), des argiles ( $\sim 29\%$ ), des plagioclases ( $\sim 12\%$ ), et des traces de quartz ( $\sim 3\%$ ), feldspath-K ( $\sim 1\%$ ) et calcite ( $\sim 1\%$ ) (figure 4.22). Un niveau (profondeur 105–106 cm) présente presque exclusivement des plagioclases et un peu de quartz. Il correspond au téphra identifié par la susceptibilité magnétique (section 4.3).

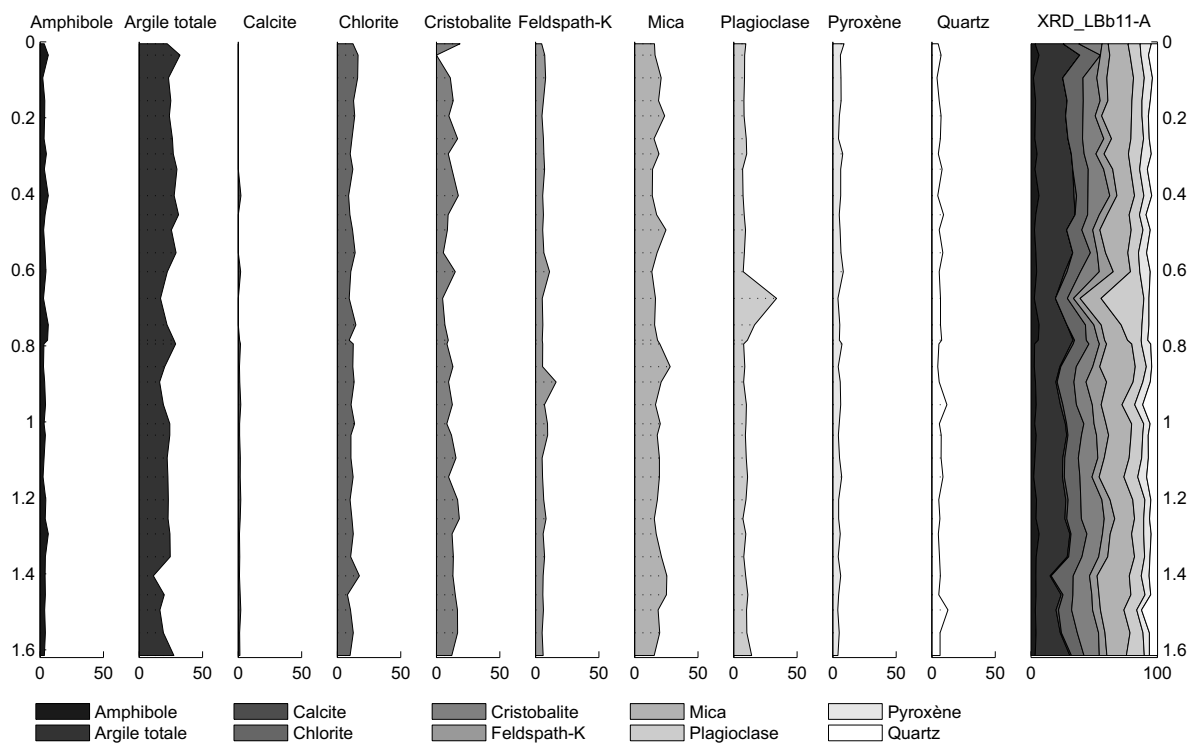


FIGURE 4.20 – Espèces minérales (%) de la carotte LBb11-A, après semi-quantification des spectres DRX (profondeurs en mètres).



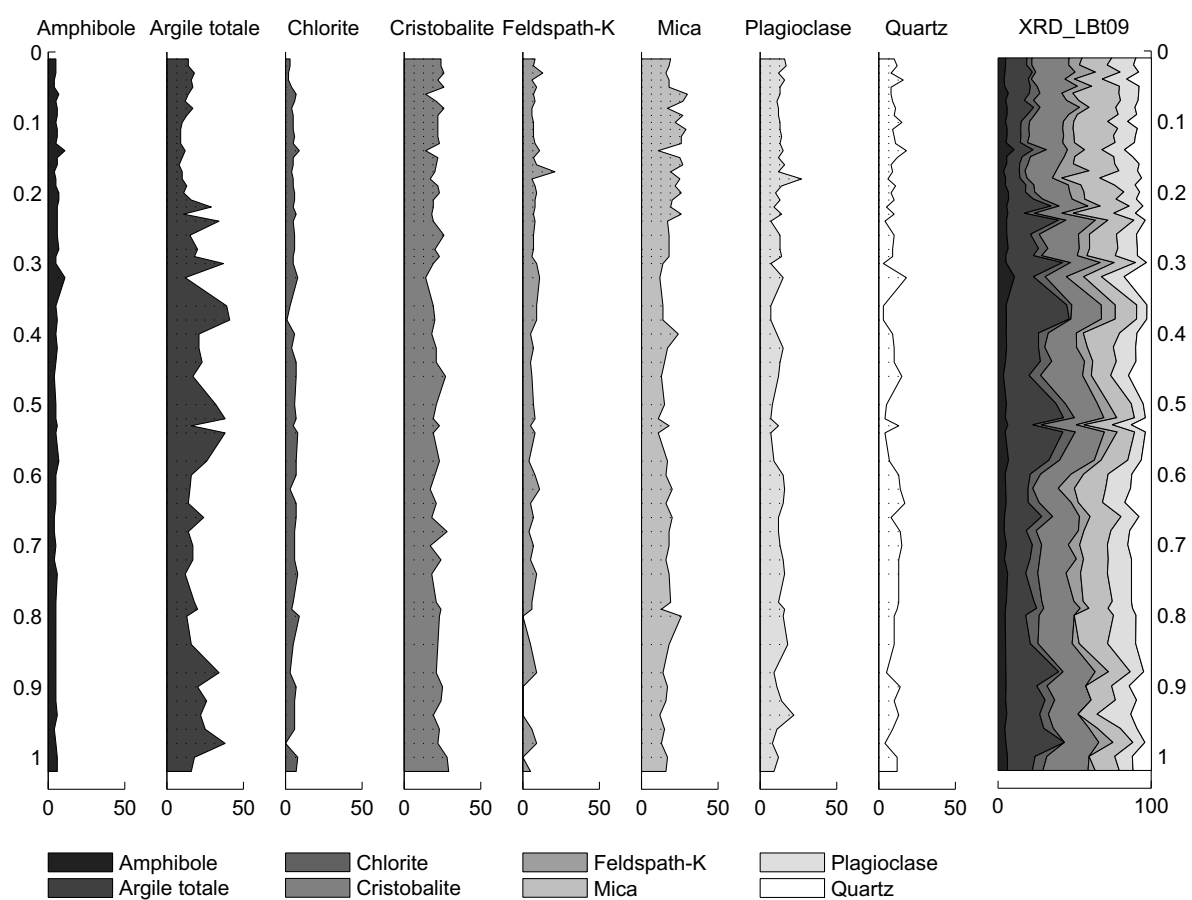


FIGURE 4.21 – Espèces minérales (%) de la carotte LBT09, après semi-quantification des spectres DRX (profondeurs en mètres). Données Meriam El Ouahabi.

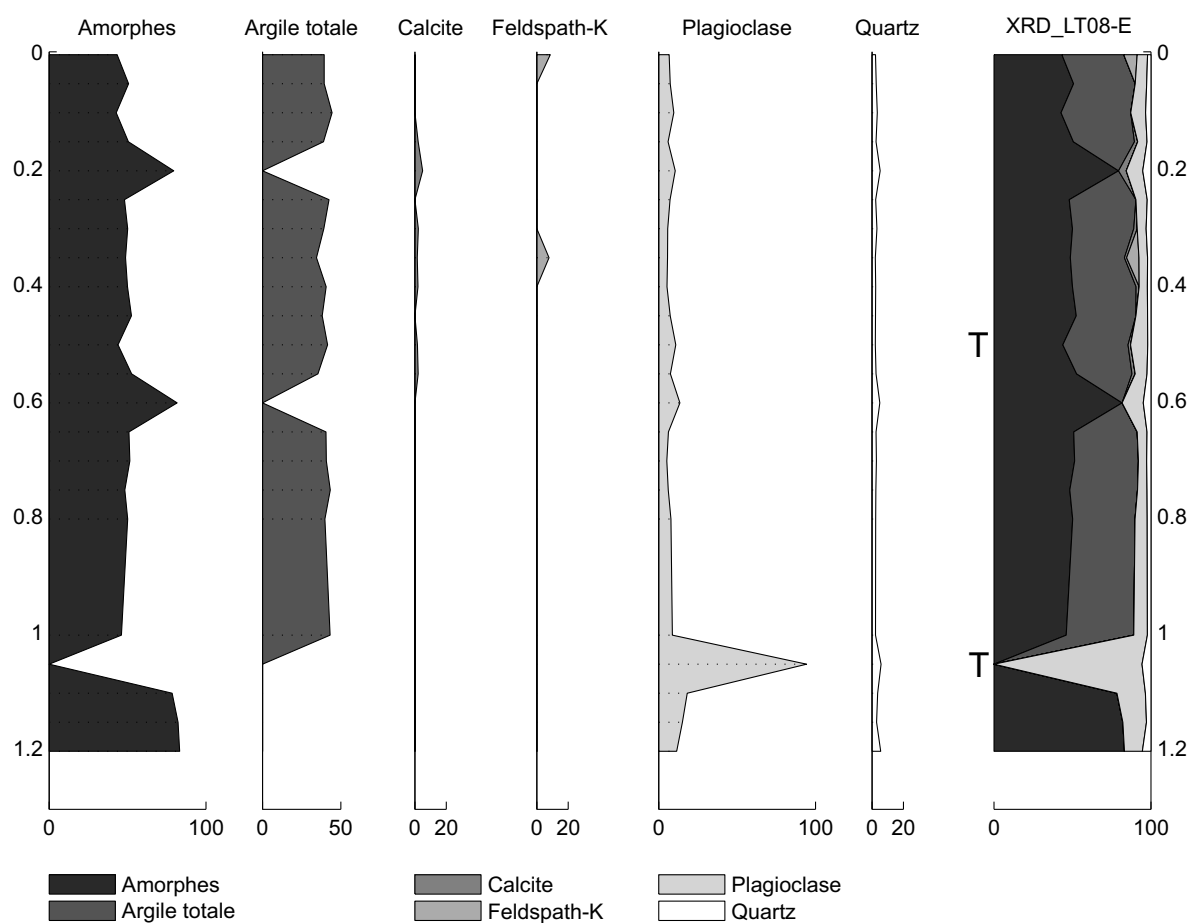


FIGURE 4.22 – Espèces minérales (%) de la carotte LT08-E, après semi-quantification des spectres DRX (profondeurs en mètres). Les deux niveaux de téphras vers 50 et 104 cm sont indiqués par un « T ». Données Laurence Nuttin.

## 4.9 Identification des diatomées

Chaque genre de diatomées a été inclus pour l'établissement des abondances de genres benthiques/planctoniques et des formes centriques/pennales. Cependant, seuls les genres présentant une abondance moyenne de plus de 0,5% ont été illustrés sur les diagrammes et sont discutés dans la suite du travail. La proportion de genres benthiques comprend également les genres tychoplanctoniques car il est difficile d'attribuer une affinité écologique à des diatomées identifiées jusqu'au genre seulement (table 4.3). Les analyses numériques CONISS ont aidé à définir des zones biostratigraphiques DZ (« diatom zone ») numérotées de bas en haut. Aussi, la description des résultats se fera de bas en haut de la carotte. Des planches de photographies des principaux genres de diatomées trouvés dans les carottes figurent en annexe A (figures A.2 et A.3).

La carotte LBb11-A de l'extension du lac Bertrand montre de manière générale une grande diversité en genres benthiques (environ 13 genres benthiques pour 2 genres planctoniques). Les genres dominants (abondance supérieure à 10% en moyenne) sont *Cyclotella* (22,6%), *Cymbella* (11,8%) et *Navicula* (10%). Cinq zones biostratigraphiques ont été définies : DZ1 entre 162 et 145 cm, DZ2 entre 145 et 115 cm, DZ3 entre 115 et 65 cm, DZ4 entre 65 et 45 cm et DZ5 entre 45 et 0 cm. DZ1 se distingue par sa légère augmentation en *Aulacoseira* (jusqu'à 5%). DZ2 est principalement définie par de petites augmentations des abondances des genres *Achnanthes* et *Nitzschia*. DZ3 montre de petites augmentations des genres *Caloneis*, *Diploneis* et *Pinnularia*. Ces trois premières zones montrent des variations vraiment limitées par rapport aux changements des deux dernières zones. DZ4 est caractérisée par une augmentation progressive en *Cymbella* (avec un pic jusque 27%), en *Aulacoseira* et en *Fragilaria*. Les genres *Diploneis*, *Frustulia* et *Surirella* s'y trouvent également en abondance. DZ5 montre une richesse importante en *Cymbella* (par rapport aux trois premières zones) liée à un appauvrissement en *Diploneis*. Le genre *Aulacoseira* s'observe sur trois pics (jusqu'à 20%) et *Cyclotella* sur un seul pic nettement plus large. Enfin, la proportion de *Fragilaria* continue à augmenter jusqu'au sommet de la carotte. Le rapport des genres benthiques sur planctoniques est relativement stable mis à part une diminution entre 10 et 30 cm de profondeur, en lien avec l'augmentation du genre *Cyclotella*.

La partie principale du lac Bertrand (carotte LBt09) est tout aussi diversifiée en genres benthiques que la carotte LBb11-A (14 genres benthiques pour 2 genres planctoniques). On relève une dominance des genres *Cyclotella* (25,3%), *Diploneis* (15,5%), *Cymbella* (10,5%) et *Nitzschia* (10,5%). Six zones biostratigraphiques ont été définies à l'aide de l'analyse CONISS : DZ1 entre 104 et 65 cm, DZ2 entre 65 et 45 cm, DZ3 entre 45 et 40 cm, DZ4 40 et 20 cm, DZ5 entre 20 et 10 cm et DZ6 entre 10 et 0 cm. DZ1 se distingue par une diminution progressive en *Diploneis* et en *Gyrosigma* en même temps qu'une augmentation des genres *Cyclotella* et *Nitzschia*. Le genre *Achnanthes* y est sensiblement plus abondant. DZ2 est caractérisée par une plus grosse proportion des genres *Cymbella*, *Diploneis*, *Gyrosigma*, *Navicula* et *Surirella* (groupe 1). En revanche, les genres *Cyclotella* et *Nitzschia* (groupe 2) sont beaucoup moins importants. La tendance s'inverse en DZ3 avec le groupe 1 peu représenté et le groupe 2 (surtout *Cyclotella*) présentant un pic. DZ4 est marquée par un groupe 1 plus représenté, une plus faible proportion de *Cyclotella* et une diminution progressive du genre *Nitzschia*. La plupart des genres sont en décroissance dans DZ5 à l'exception de *Fragilaria* en hausse. Dans DZ6, le genre *Fragilaria* continue à prendre de plus en plus d'importance jusqu'au sommet de la carotte. Le rapport benthiques/planctoniques montre en DZ2 et DZ4 un large

pic, témoin de la prédominance des genres benthiques.

Le lac Thompson (carotte LT08-E) se distingue nettement du lac Bertrand par la dominance des genres planctoniques et une faible diversité de genres benthiques (4 genres planctoniques pour 1 genre benthique seulement). Les deux genres dominants sont *Aulacoseira* (73,2%) et *Cyclotella* (15,6%). Six zones biostratigraphiques ont pu être définies : DZ1 entre 130 et 115 cm, DZ2 entre 115 et 95 cm, DZ3 entre 95 et 55 cm, DZ4 entre 55 et 45 cm, DZ5 entre 45 et 15 cm et DZ6 entre 15 et 0 cm. DZ1 est caractérisée par une abondance plus importante du genre *Aulacoseira* (70–80%) par rapport au genre *Cyclotella* (12–17%). DZ2 montre une tendance tout à fait inverse avec un pic dominant de *Cyclotella* (jusqu'à 51%) lié à un creux d'*Aulacoseira*. Le genre *Navicula* présente également un léger pic (jusqu'à 3%). DZ3 retrouve un profil semblable à DZ1 avec une dominance du genre *Aulacoseira* (60–80%) et une baisse de l'abondance de *Cyclotella* (10–20%). A nouveau, DZ4 se distingue par son pic important en *Cyclotella* (65%) au dépend du genre *Aulacoseira* (23%). Le genre *Navicula* présente également un faible pic. DZ5 marque un retour à la dominance du genre *Aulacoseira* (80–90%) et une baisse drastique de l'abondance de *Cyclotella* ( $\leq 10\%$ ). Enfin, DZ6 montre une augmentation de la proportion des genres *Asterionella formosa* et *Fragilaria crotonensis* jusqu'au sommet de la carotte, cela au détriment d'*Aulacoseira*. Le rapport benthiques/planctoniques présente deux pics en DZ2 et DZ4 qui sont principalement liés à l'augmentation du genre *Navicula*.

Nom du genre/espèce	Milieu de vie	Ecologie
<b><i>Achnanthes</i></b>	B	
<b><i>Achnanthidium</i></b>	B	
<b><i>Amphora</i></b>	B	
<b><i>Asterionella formosa</i></b>	P	Alcaliphile ; mésotrophe à eutrophe
<b><i>Aulacoseira</i></b>	P	
<b><i>Aulacoseira granulata</i></b>	P (ou T)	Alcaliphile ; eutrophe
<b><i>Caloneis</i></b>	B	
<b><i>Cyclotella</i></b>	P	
<b><i>Cyclotella pseudostelligera</i></b>	P	Neutrophile ; eutrophe
<b><i>Cyclotella stelligera</i></b>	P	Alcaliphile ; oligotrophe à eutrophe
<b><i>Cymbella</i></b>	B	
<i>Diatoma</i>	T	
<b><i>Diploneis</i></b>	B	
<i>Eunotia</i>	B	
<b><i>Fragilaria</i></b>	P (ou T)	
<b><i>Fragilaria crotonensis</i></b>	P	Alcaliphile ; mésotrophe
<b><i>Frustulia</i></b>	B	
<i>Gomphonema</i>	B	
<b><i>Gyrosigma</i></b>	B	
<b><i>Navicula</i></b>	B	
<b><i>Nitzschia</i></b>	T	
<b><i>Pinnularia</i></b>	B	
<i>Planothidium</i>	B	
<i>Stauroneis</i>	B	
<b><i>Staurosira</i></b>	T	
<b><i>Surirella</i></b>	B	
<i>Tabellaria</i>	T	

TABLE 4.3 – Clé des genres de diatomées observés, de leur milieu de vie (B = Benthique, P = Planktonique et T = Tychoplanktonique) et de leur affinité écologique [Round *et al.*, 1990; Van Dam *et al.*, 1994; Sterken *et al.*, 2008]. Les genres présentant une abondance moyenne supérieure à 0,5% dans une carotte sont représentés en gras.

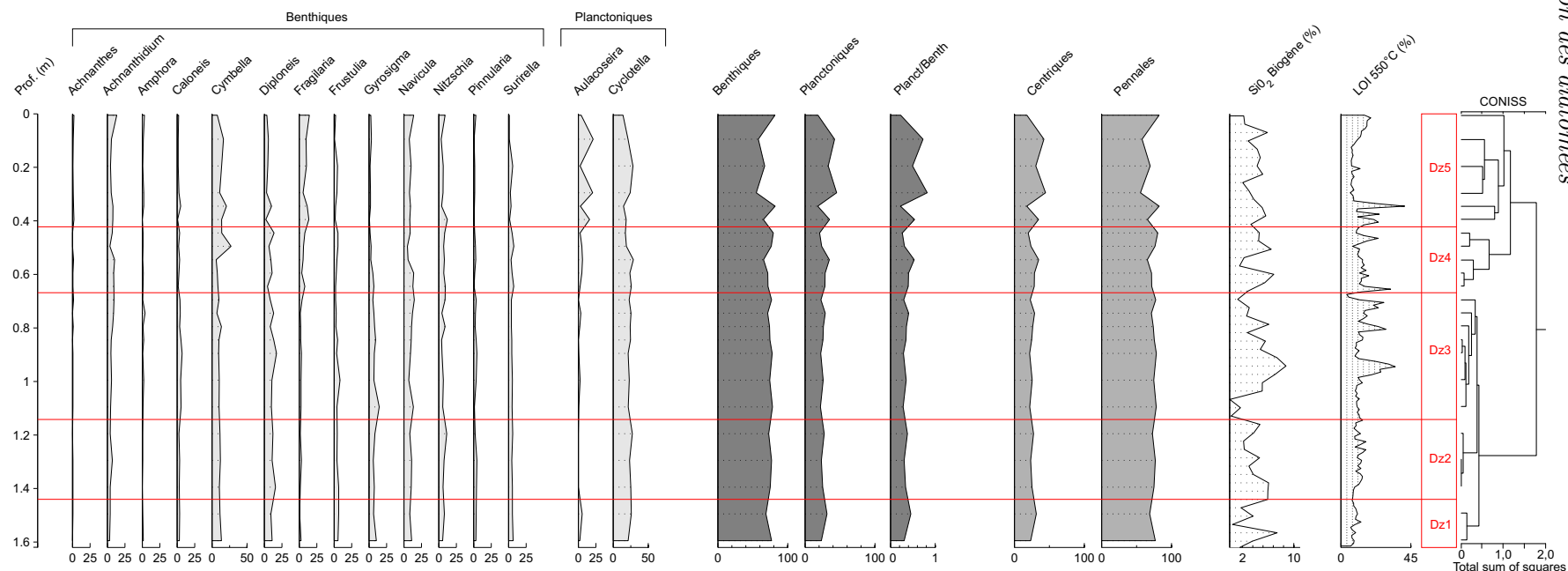


FIGURE 4.23 – Abondances relatives (supérieures à 0,5%) des différents genres de diatomées de la carotte LBb11-A et analyse CONISS. La proportion des genres benthiques et planctoniques est donnée ainsi que la proportion des diatomées centriques et pennées, le pourcentage de silice biogène et la perte au feu à 550°C.

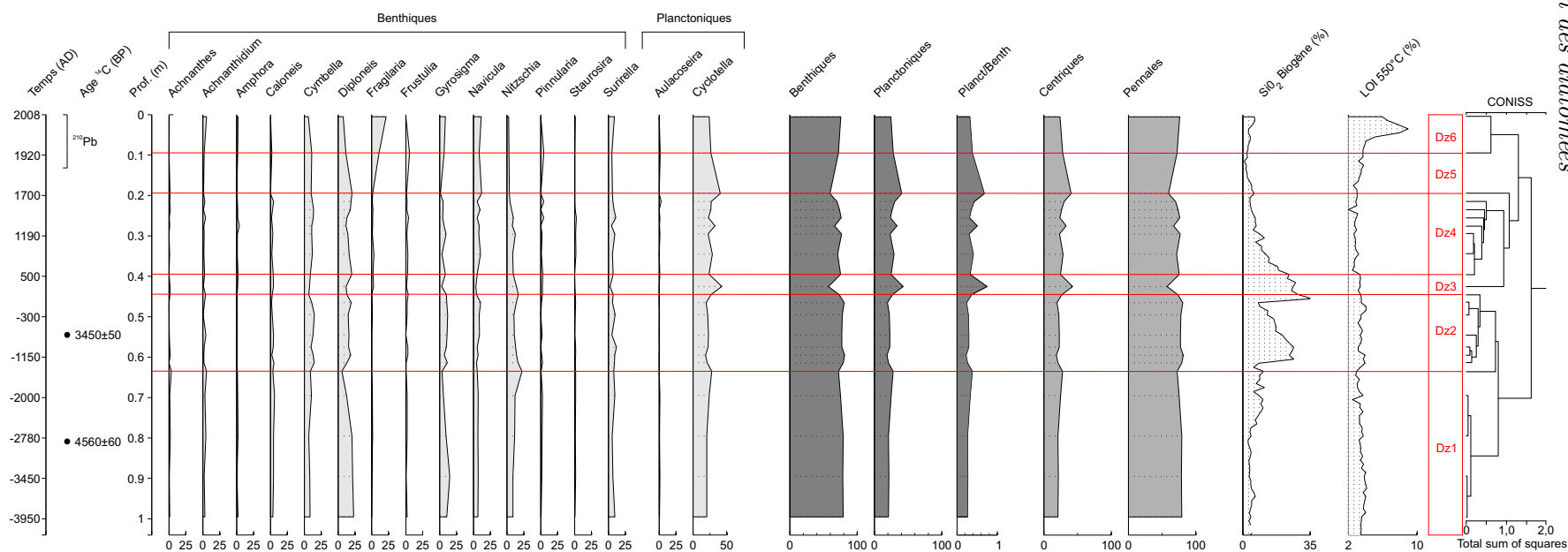


FIGURE 4.24 – Abondances relatives (supérieures à 0,5%) des différents genres de diatomées de la carotte LBT09 et analyse CONISS. La proportion des genres benthiques et planctoniques est donnée ainsi que la proportion des diatomées centriques et pennées, le pourcentage de silice biogène et la perte au feu à 550°C.

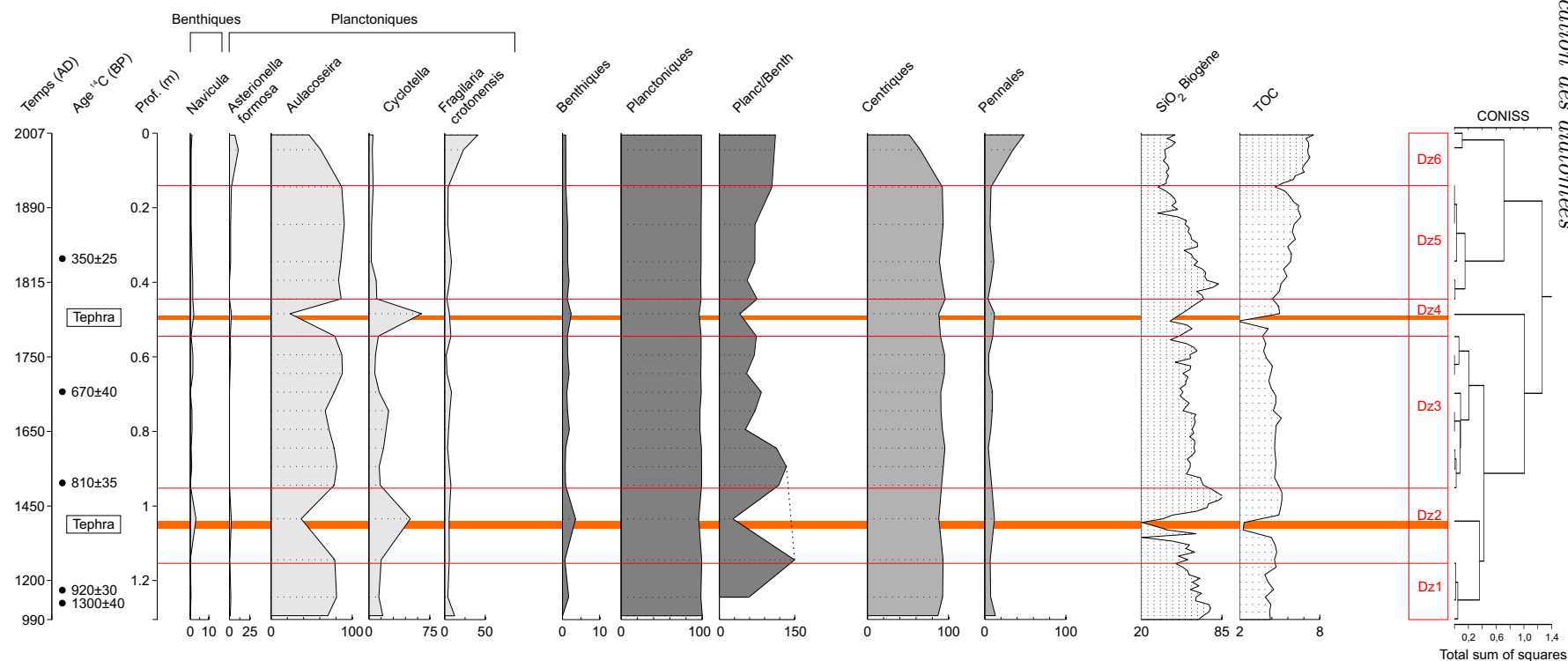


FIGURE 4.25 – Abondances relatives (supérieures à 0,5%) des différents genres de diatomées de la carotte LT08-E et analyse CONISS. La proportion des genres benthiques et planctoniques est donnée ainsi que la proportion des diatomées centriques et pennées, le pourcentage de silice biogène et le TOC. Les deux niveaux de téphras sont représentés par les aires oranges.



## Chapitre 5

# Discussion

Dans le présent chapitre, nous relevons les changements majeurs décrits dans les résultats (chapitre 4) et tentons d'en tirer une interprétation paléoenvironnementale et paléoclimatologique. Pour ce faire, nous confrontons les résultats issus de chaque méthode et calculons les proportions des composants sédimentaires ainsi que des flux de ces composants au cours du temps. Enfin, nous dressons une synthèse des principaux changements observés pour chaque lac.

Avant toute interprétation, il est important de redire que le sédiment d'un lac est composé de trois fractions distinctes : la matière organique, la silice biogène et la fraction détritique (apports terrigènes). Chacune de ces fractions est propre à des conditions environnementales bien particulières.

La matière organique d'un lac peut avoir deux origines : allochtone et autochtone. La matière organique allochtone est d'origine terrestre (plantes). Elle est apportée au lac par écoulement depuis le bassin versant. La proportion en matière organique allochtone dépend donc directement des précipitations permettant de la mobiliser. La matière organique autochtone (ou endogène) est celle produite in situ par les organismes aquatiques (algues microscopiques ou phytoplancton). Elle dépend essentiellement de la productivité même du lac et donc indirectement des conditions climatiques plus ou moins favorables au développement de celle-ci. Les deux types de matière organique peuvent être distingués grâce à leur rapport atomique C/N et au  $\delta^{13}\text{C}$  (section 3.3.4).

La silice biogénique est, comme la matière organique autochtone, directement liée à la productivité du lac (section 3.3.5). Le pourcentage en silice biogénique est donc également dépendant des conditions climatiques et peut être un bon signal paléoenvironnemental et paléoclimatique (section 1.4.1).

La fraction détritique est principalement d'origine allochtone (altération des roches du bassin versant). Elle est le plus souvent issue de l'écoulement des eaux du bassin versant et est donc directement liée aux précipitations. Une petite partie de cette fraction est liée aux apports venant de l'atmosphère comme les téphras par exemple. On note généralement une bonne corrélation entre cette fraction du sédiment et la susceptibilité magnétique (section 3.3.1).

## 5.1 Composante biologique : les diatomées

Le lac Thompson montre un assemblage de diatomées dominé par les genres planctoniques *Aulacoseira* et *Cyclotella*. Vers 1780–1800 AD et 1400–1420 AD (correspondant aux niveaux de téphras précédemment décrits), on observe une augmentation de l’abondance de la plupart des genres de diatomées, (principalement de *Cyclotella*) et une diminution importante du genre *Aulacoseira* (zones DZ2 et DZ4). Il semble d’ailleurs que ce soit la diminution d’*Aulacoseira* qui induit l’augmentation apparente des autres genres. D’après la littérature, une éruption volcanique modifie la turbidité et le pH des eaux du lac à cause d’un dépôt de soufre [Birks & Lotter, 1994; Telford *et al.*, 2004b]. Une fois le matériel volcanique arrivé dans le lac, la silice qu’il contient se dissout dans l’eau et limite l’apport en phosphore. L’espèce *Aulacoseira granulata* est celle qui souffre le plus de cette baisse du phosphore. Elle réagit négativement laissant sa place à des espèces supportant plus facilement un milieu plus pauvre en nutriments. Quand le niveau de téphra est totalement déposé, les nutriments redeviennent plus disponibles, favorisant ainsi l’augmentation de *Aulacoseira granulata* [Kilham *et al.*, 1986; Barker *et al.*, 2000; 2003]. De tels changements ont déjà été observés dans d’autres lacs du Chili [Cruces *et al.*, 2006; Urrutia *et al.*, 2010].

Entre 1200 et 1650 AD, la carotte LT08-E présente un ratio planctonique/benthique plus élevé (une estimation de l’allure de la courbe sans la baisse liée au niveau de téphra est proposée par la ligne tiretée sur la figure 4.25). Une proportion plus importante en genres planctoniques est souvent assimilée à une hausse du niveau du lac [Wolin & Duthie, 1999]. Cela pourrait donc correspondre à un climat plus humide, avec plus de précipitations. Cette période se trouve « à cheval » entre le réchauffement médiéval (OCM) et le petit âge glaciaire (LIA).

Pour la période comprise entre 1650 et 1890 AD par contre, on constate une diminution du ratio planctonique/benthique, possible témoin d’un climat plus froid et plus sec avec moins de précipitations et d’un ruissellement des eaux dans le bassin versant plus limité. Cette période coïnciderait avec le petit âge glaciaire.

A partir de 1800 AD (DZ5 et DZ6), on note un appauvrissement relatif en diatomées du genre *Cyclotella* par rapport au reste de la carotte. La teneur en matière organique augmente et celle en silice biogène diminue. Cela peut être expliqué par un développement d’autres types d’organismes prenant une part plus importante que les diatomées dans la productivité croissante du lac. Le ratio planctonique/benthique augmente en relation avec une hausse du niveau du lac.

L’espèce *Aulacoseira granulata* caractéristique d’un milieu eutrophe, est omniprésente dans la carotte à l’exception des zones autour des niveaux de téphras (DZ2 et DZ4) et d’une baisse notable au cours du dernier siècle (DZ6). Parallèlement à cette récente baisse, on note l’augmentation de l’abondance des diatomées mésotrophes telles *Asterionella formosa* et *Fragilaria crotonensis*. La littérature décrit des changements similaires et les explique par une diminution de l’importance des diatomées dans la productivité du lac [Anderson *et al.*, 1990; Alefs & Müller, 1999; Angeli & Lotter, 2005]. Cette hypothèse peut d’ailleurs être confirmée par le profil de la silice biogène qui présente des valeurs plus basses lors du dernier siècle. Alberto Araneda, dans son étude actuelle sur les chironomides du même lac, observe une augmentation récente de la productivité du lac suite à l’érosion, successive aux feux historiques, des sols du bassin versant et à l’apport de nutriments qui en découle [Araneda *et al.*, 2012]. Ces deux observations permettent de dire que les diatomées jouent un rôle secondaire dans la productivité du lac pourtant croissante.

Le lac Bertrand est caractérisé, lui, par une communauté de diatomées beaucoup plus riche et diversifiée en genres benthiques. Cette dominance est probablement liée au caractère moins lentique des eaux du lac, ce lac ressemblant davantage à une large rivière [Liu *et al.*, 2012].

Dans les deux carottes du lac Bertrand, on observe une récente augmentation du genre *Fragilaria* (DZ5–DZ6 dans LBt09 et DZ4–DZ5 dans LBb11-A). Par opposition au lac Thompson, cette augmentation pourrait indiquer une eutrophisation progressive du lac (on passe d'un statut oligotrophe vers un statut mésotrophe) [Anderson *et al.*, 1990; Alefs & Müller, 1999; Angeli & Lotter, 2005]. Parallèlement à cette augmentation, on peut déceler une légère hausse de la silice biogène dans la carotte LBt09. Cela confirme l'augmentation de la productivité durant la période entre 1700 et 2008 AD. Pour la carotte LBt09, le rapport planctonique/benthique plus élevé en DZ5 pourrait être relatif à une élévation du niveau du lac durant cette période. Les zones DZ2 et DZ4 montrent par contre un rapport planctonique/benthique généralement plus faible que dans le reste de la carotte (mis à part en DZ3). Cela pourrait correspondre à une baisse du niveau du lac avec une augmentation des zones littorales. Dès lors, l'apport plus important en nutriments vers le lac a permis une augmentation de la productivité comme en témoigne l'augmentation de la silice biogène à cette période [Wolin, 1996; Wolin & Duthie, 1999].

Dans la carotte LBb11-A, on observe en DZ4 et DZ5 une augmentation des genres *Cymbella* et *Aulacoseira* parallèlement à une diminution des genres *Diploneis* et *Gyrosigma*. Cela serait un bon signal s'il l'on pouvait définir les espèces exactes de diatomées en présence afin de pouvoir connaître leurs affinités écologiques précises. *Aulacoseira* se trouve parfois dans les rivières, son augmentation dans le lac pourrait être liée à un écoulement accru d'eaux chargées en nutriments [Denys *et al.*, 2003].

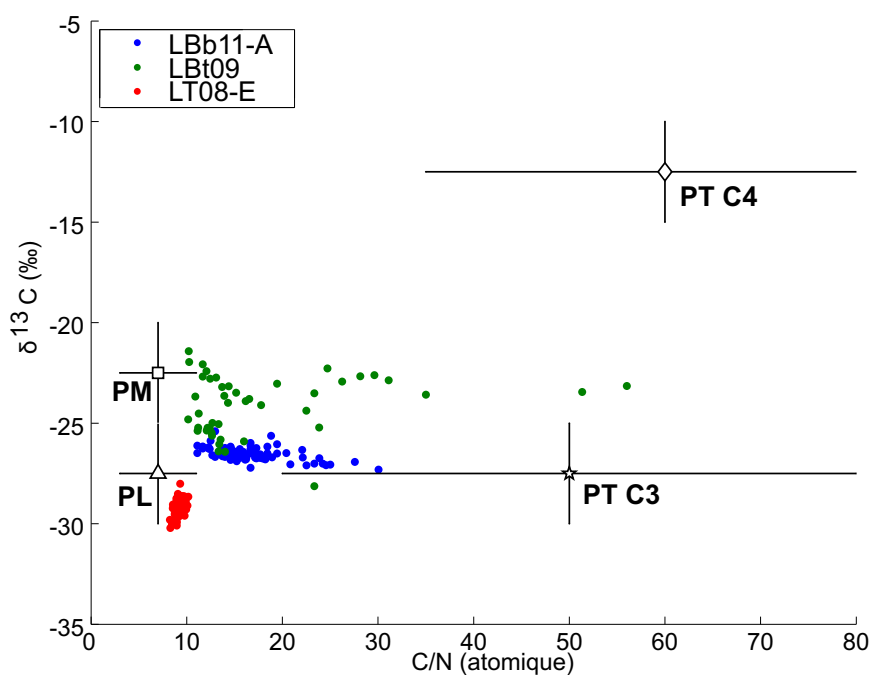
## 5.2 Composante sédimentaire

Les photographies, les radiographies-X, la susceptibilité magnétique, les pertes au feu, les analyses élémentaires C et N, la mesure de la silice biogène et la diffraction des rayons-X sont les méthodes utilisées pour mettre en évidence la nature du sédiment ainsi que sa composition minéralogique. La confrontation de ces méthodes les unes aux autres permet une interprétation la plus pertinente possible. De plus, nous donnons pour chaque carotte la répartition des trois principaux composants sédimentaires que sont la matière organique, la silice biogène et la fraction détritique.

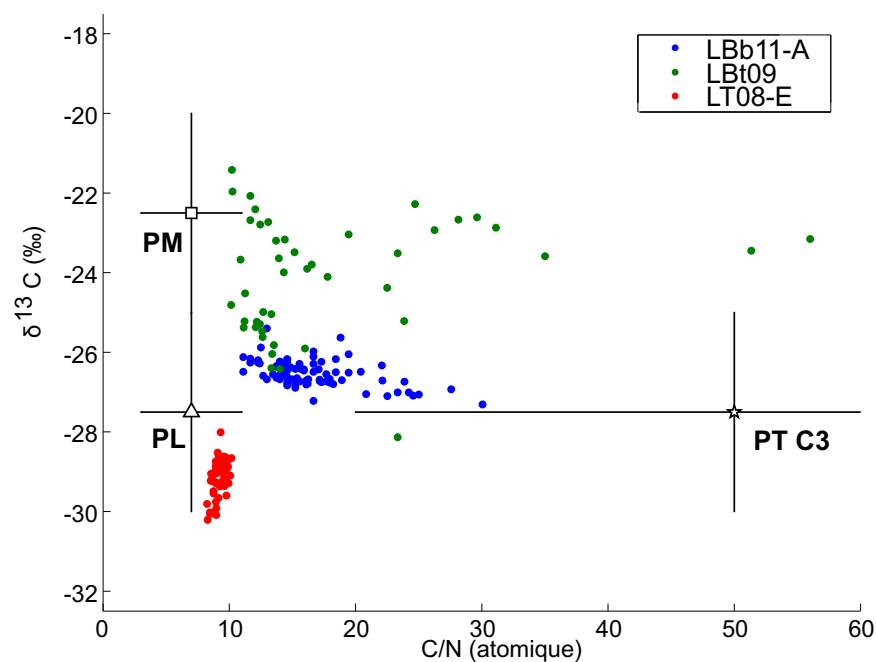
### 5.2.1 Extension latérale du lac Bertrand (LBb11-A)

Les dix premiers centimètres de la carotte LBb11-A sont caractérisés par un contenu plus élevé en matière organique, visible sur les photographies et sur les radiographies-X (niveaux plus sombres). Le rapport C/N (avec des valeurs supérieures à 20) et le  $\delta^{13}\text{C}$  (dont les valeurs sont inférieures à -25‰) suggèrent que cette matière organique soit issue de plantes terrestres (figure 5.1). Compte tenu de la granulométrie plus grossière de cette tranche de sédiment, on peut imaginer qu'elle correspond à une période définie par plus d'apports détritiques au lac. Une augmentation des précipitations en serait probablement la cause.

Entre 10 et 30 centimètres de profondeur, aucun paramètre de la carotte ne semble enregistrer une quelconque variation. Il s'agit d'une zone essentiellement argileuse et dépourvue de matière organique.



(a) Vue d'ensemble



(b) Zoom

FIGURE 5.1 – Corrélation entre le rapport C/N (atomique) et le  $\delta^{13}\text{C}$  pour les carottes LBb11-A (bleu), LBt09 (vert) et LT08-E (rouge). Les données sont comparées aux signatures isotopiques et géochimiques des sources potentielles de matière organique dont la distribution est représentée par les barres d'erreur. PT C3 : plantes terrestres C3, PT C4 : plantes terrestres C4, PL : phytoplancton lacustre, PM : phytoplancton marin [Meyers & Teranes, 2001]. (a) Vue d'ensemble, et (b) zoom sur la zone intéressante.

La plupart des traceurs de la carotte LBb11-A mettent en évidence une zone médiane (entre 30 et 100 cm de profondeur) montrant une grande variabilité. Cette zone montre une alternance régulière de niveaux riches en matière organique et de niveaux détritiques facilement distinguables sur les profils de susceptibilité magnétique, de matière organique (LOI 550°C) et de C/N. L'origine de ces pics de matière organique est aussi vraisemblablement terrestre au vu de leur rapport C/N élevé et de leur  $\delta^{13}\text{C}$  compris entre  $-25$  et  $-30$  ‰ (figure 5.1). Les pics détritiques ne montrent aucun changement marqué de composition minéralogique par rapport aux niveaux voisins. Un seul niveau détritique se distingue des autres vers 67–68 cm (en blanc sur la radiographie-X). C'est un niveau enrichi en plagioclases. Ce pic ne peut être expliqué comme un téphra puisqu'il ne se démarque pas des autres pics détritiques en terme de susceptibilité magnétique. Cette zone médiane de la carotte (30–100 cm) pourrait être la conséquence d'une période climatique particulièrement humide. En effet, un climat plus humide a pour conséquence d'apporter plus de matériels (détritiques et organiques) du bassin versant vers le lac par le processus de ruissellement. Ce matériel se traduit par des pics de susceptibilité magnétique s'il est d'origine détritique (associés à des creux dans la courbe de matière organique) et par des creux s'il est d'origine organique (associés à des pics dans la courbe de matière organique).

De 100 à 162 cm de profondeur, la carotte est caractérisée par des argiles avec épisodiquement de petits niveaux légèrement plus riches en matière organique. L'origine terrestre de ces niveaux peut être discutée au vu de leur rapport C/N compris entre 10 et 20 (figure 5.1). La matière organique semble plutôt être un mélange de matière organique terrestre et d'algues lacustres. Vers 114,5 cm, la carotte enregistre une susceptibilité magnétique maximale. La minéralogie de ce niveau plus silteux et correspondant à une zone foncée sur les niveaux de gris, n'a cependant rien révélé de remarquable par rapport au reste de la carotte et aux autres niveaux détritiques.

Si la plupart des méthodes utilisées sur cette carotte ont montré des résultats encourageants, il n'en va pas de même pour la silice biogène beaucoup trop variable. Des mesures avec un échantillonnage plus serré permettrait certainement un affinement des résultats et une mise en évidence du comportement de la silice par rapport aux incursions détritiques et organiques.

### 5.2.2 Partie principale du lac Bertrand (LBt09)

Le modèle d'âge issu des datations  $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{137}\text{Cs}$  et  $^{14}\text{C}$  ont mis en évidence une première zone jusque 20 cm de profondeur avec un taux de sédimentation moyen de 1,3 mm/an. Le reste de la carotte est caractérisé par un taux de sédimentation beaucoup plus faible (0,14 mm/an) qui permet de remonter jusqu'à environ 4000 ans BP (Before Present) pour la base de la carotte.

La carotte montre une moins grande richesse et une moins bonne préservation de la matière organique. Cette différence est probablement liée aux caractéristiques de la partie principale du lac Bertrand : des conditions d'eaux moins lenticules et donc plus favorables à une dégradation de la matière organique. La composition minéralogique des sédiments est assez semblable avec celle de l'extension latérale du lac, si ce n'est l'absence des pyroxènes. Par contre, les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  sont assez différentes (figure 5.1) et présentent des valeurs moins négatives. Trois hypothèses peuvent expliquer ce décalage :

1. Un décalage des mesures dû à l'utilisation d'analyseurs et de spectromètres différents. Cette hypothèse est rejetée puisque les standards montrent les mêmes valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$ .
2. Une différence dans le procédé d'acidification des échantillons.

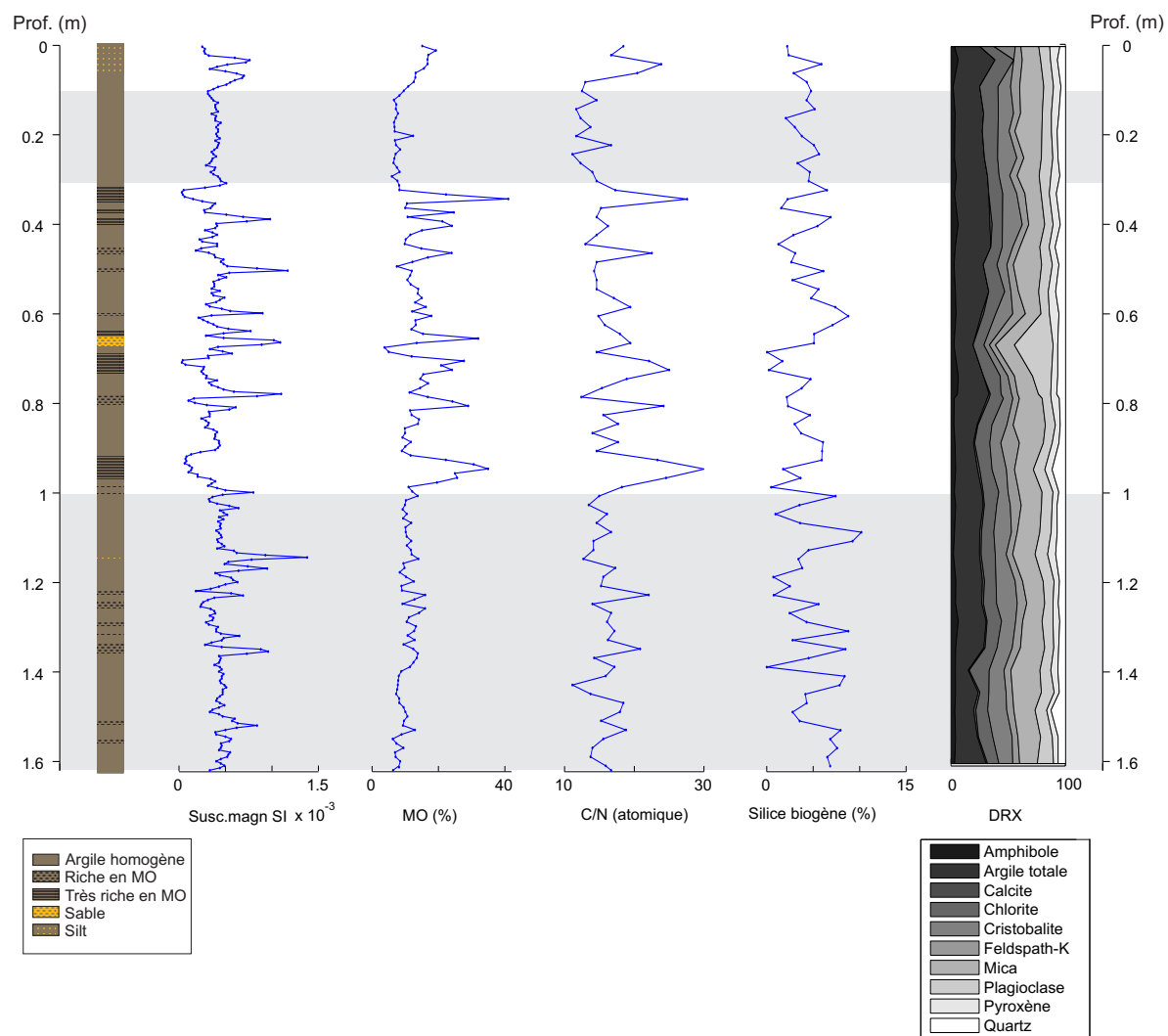


FIGURE 5.2 – Synthèse des résultats pour la carotte LBb11-A.

3. Une différence liée à un contexte environnemental spécifique au lac lui-même et liée aux caractéristiques différentes de l'extension latérale du lac et de sa partie principale.

Il s'agirait vraisemblablement plutôt de la dernière hypothèse.

Les 3 premiers centimètres sont caractérisés par la proportion décroissante vers le sommet de la carotte, du contenu en matière organique (cela correspond à une période comprise entre 1980 et 2008 AD). Ensuite, de 3 à 10 centimètres (1920–1980 AD), le contenu en matière organique est plus important. Puisque aux mêmes profondeurs on ne retrouve pas de pics dans la courbe du rapport C/N (valeurs entre 10 et 20), le pic de matière organique ne serait pas essentiellement lié à un apport de plantes terrestres mais plutôt à une augmentation de productivité du phytoplancton lacustre (figure 5.1). La silice biogène montre d'ailleurs une augmentation similaire mais plus légère. Cette observation est en parfait accord avec les informations tirées des assemblages de diatomées suggérant une eutrophisation récente du lac. Cela pourrait être lié à une période plus chaude favorisant les conditions de vie de ces organismes.

Entre 30 et 62 centimètres (période comprise entre 1200 AD et 1300 BC), la silice biogène présente deux pics importants entrecoupés d'un creux vers 46–50 cm (entre 0 et 300 BC). Les organismes siliceux ont donc montré une forte augmentation de productivité au cours de cette période. Comme nous l'avons vu par l'analyse des diatomées, les deux pics de silice biogène sont inclus dans une période au cours de laquelle le lac devait probablement avoir connu une baisse de son niveau augmentant les apports possibles en nutriments (climat plus sec).

Le pic anormal sur la courbe du C/N vers 38–39 cm de profondeur est uniquement la conséquence d'une valeur plus faible d'azote. Deux hypothèses peuvent être proposées pour expliquer ce pic :

1. une erreur de mesure ;
2. la présence d'un macro-reste végétal terrestre dans ce niveau.

Il ne peut s'agir de la seconde hypothèse puisque la teneur en TOC reste constante. Une erreur de mesure est dès lors plus envisageable, d'autant plus que le pic ne concerne qu'un seul point de mesure.

A partir de 80 centimètres de profondeur et jusqu'à la base de la carotte (de 2800 à 4000 BC), le rapport C/N augmente progressivement montrant des valeurs nettement supérieures à 20. On aurait donc eu au cours de cette période, de plus grands apports de plantes terrestres correspondant sûrement à une période plus pluvieuse.

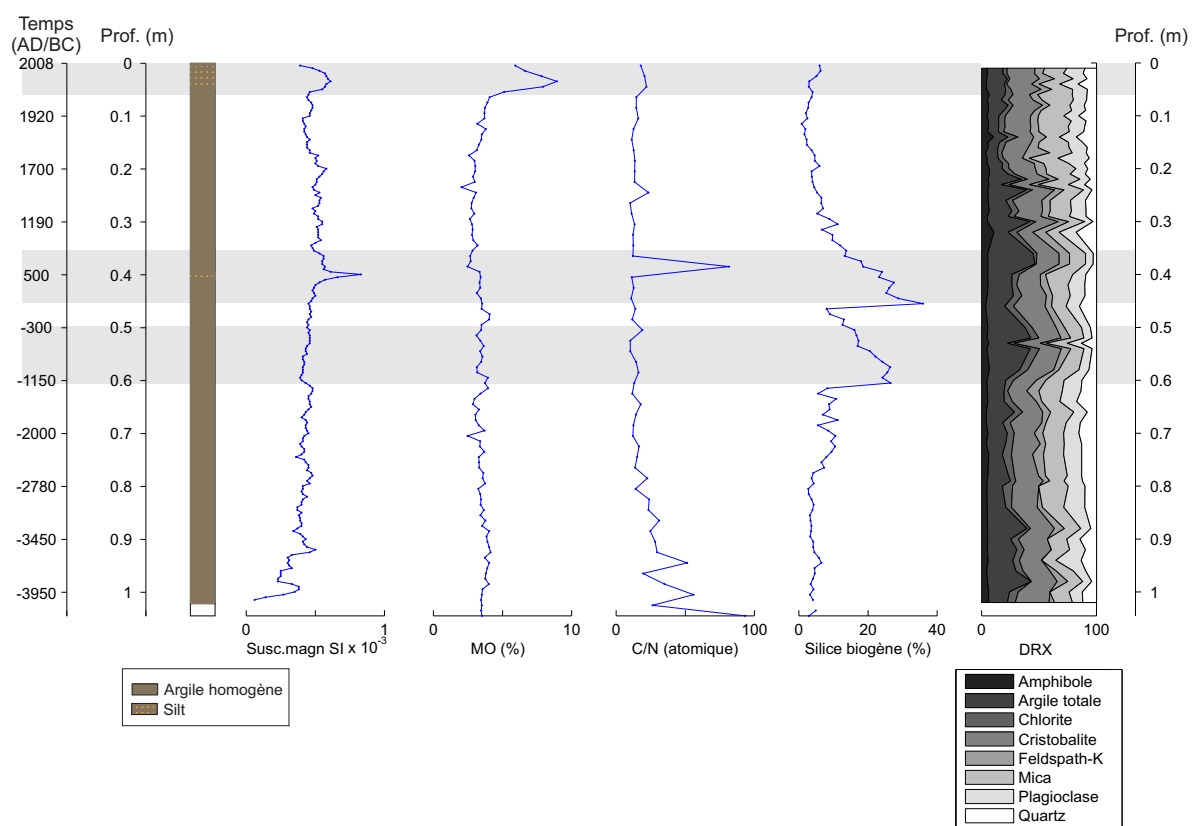


FIGURE 5.3 – Synthèse des résultats pour la carotte LBt09.



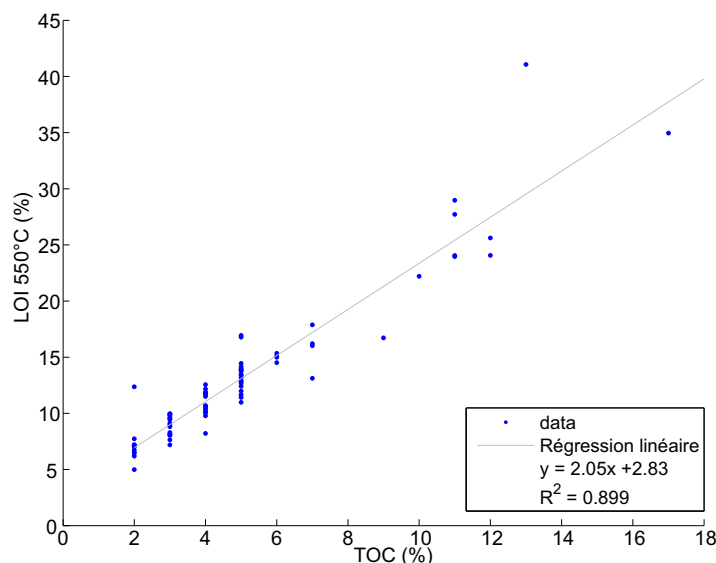


FIGURE 5.4 – Corrélation du TOC avec le LOI 550°C pour la carotte LBb11-A ; régression linéaire et coefficient  $R^2$ .

### 5.2.3 Lac Thompson (LT08-E)

L'abondance de matière organique des sédiments du lac Thompson n'a pas pu être déterminée puisque la perte au feu à 550°C n'a pas été mesurée. Cependant, une estimation peut être faite à partir des mesures de teneurs élémentaires en carbone (enregistrées lors des mesures C/N) moyennant un facteur de conversion généralement égal à 50% (section 3.3.3). Un facteur de conversion a pu être déterminé pour les sédiments du lac Bertrand en représentant le nuage de points (scatter plot) corrélant le TOC et le LOI 550°C. Le nuage de points de la carotte LBb11-A est caractérisé par une bonne corrélation avec un coefficient  $R^2$  de 0,89 (figure 5.4) et un facteur de conversion de 48,7% a été calculé en prenant l'inverse de la pente de la régression linéaire. Le nuage de points de la carotte LBt09 a, lui, montré une corrélation moins robuste avec un coefficient  $R^2$  de 0,81 (figure 5.5) et a déterminé un facteur de 35,6%. Cette dernière régression est d'autant moins robuste qu'elle est fortement influencée par les 4 points de plus grandes valeurs de TOC et de LOI 550°C. Au vu de l'incertitude autour du facteur de conversion, le contenu en matière organique de la carotte LT08-E a finalement été estimé à partir des données TOC en utilisant le facteur moyen habituel de 50%.

Le lac Thompson ne montre pas de niveaux enrichis en macro-restes végétaux. Ce lac, pourtant assez calme, présente un bassin versant beaucoup plus réduit et moins escarpé que celui du lac Bertrand et de son extension latérale. Cela limite les apports de matière organique d'origine terrestre au lac. Les valeurs de C/N confirment d'ailleurs cette observation puisque ce rapport ne dépasse jamais la valeur de 11. Sur le graphe reliant le rapport C/N au  $\delta^{13}\text{C}$ , l'ensemble des points sont classés parmi le phytoplancton lacustre (figure 5.1). Ceci n'est pas étonnant au vu de la productivité impotante du lac et de la proportion qu'occupent les diatomées dans le sédiment.

La plupart des méthodes appliquées à la carotte LT08-E ont permis de mettre en évidence deux niveaux de téphras majeurs (50 cm et 104–105cm). Les diminutions de la matière organique et de la silice biogène aux mêmes profondeurs sont en réalité dépendantes de ces

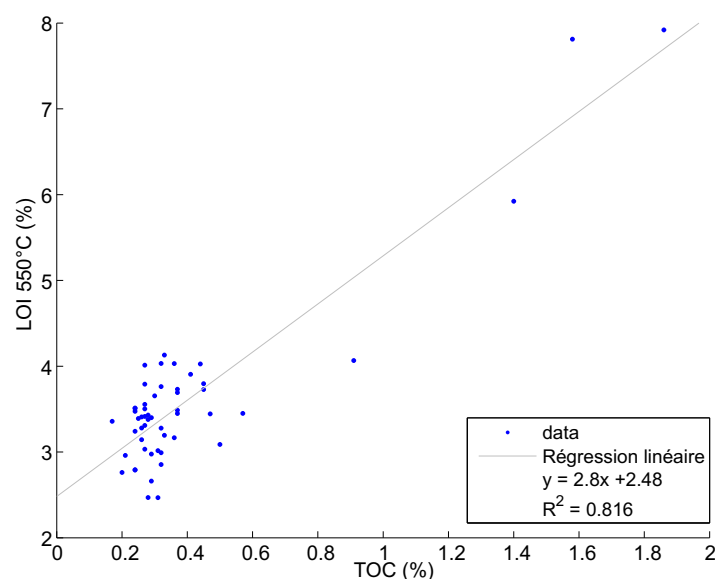


FIGURE 5.5 – Corrélation du TOC avec le LOI 550°C pour la carotte LBT09; régression linéaire et coefficient  $R^2$ .

niveaux de téphras. En effet, l'apport de matériel volcanique a pour effet de diluer les autres composants du sédiment, faisant donc croire à des diminutions d'abondance. Selon notre modèle d'âge, les deux niveaux de téphras dateraient respectivement de 1780–1790 et 1410–1440 AD. Un niveau de téphra, plus ou moins synchrone au premier niveau observé dans la carotte LT08-E (vers 50 cm), a été décrit dans la littérature. Il a été trouvé dans une tourbière (Juncal Alto 46°S 72°W) située à 92 km au sud-est du volcan Hudson. Ce niveau s'est déposé entre 1670 et 1810 AD [Naranjo & Stern, 1998]. Par contre, aucune information n'a été trouvée dans la littérature concernant le second niveau de téphra [Haberle & Lumley, 1998; Naranjo & Stern, 1998; 2004; Stern, 2008].

Les quinze premiers centimètres de la carotte LT08-E sont caractérisés par une augmentation progressive de la teneur en matière organique vers le sommet de la carotte (période entre 1910 et 2007 AD). Puisque cette augmentation n'est pas due à des apports terrestres supplémentaires, on peut dire que cette période est définie par une augmentation progressive de la productivité liée à un climat plus favorable (plus chaud). Il semble qu'il s'agisse d'autres organismes que les diatomées puisque ces dernières montrent au contraire un retour à des conditions mésotrophes.

Entre 15 et 50 centimètres de profondeur (période entre 1780 et 1910 AD), le rapport C/N, la matière organique et la silice biogène montrent des valeurs plus importantes que dans les zones latérales de la carotte. L'augmentation de ces paramètres suppose une productivité accrue au cours de cette période. Pour une période en partie similaire dans la même carotte, l'analyse des diatomées (via le ratio planctonique/benthique) a suggéré une baisse du niveau du lac, l'augmentation de l'étendue des zones littorales favorisant plus d'apports potentiels en nutriments.

La partie de la carotte comprise entre 90 et 104 cm de profondeur est caractérisée par une importante teneur en silice biogène (période entre 1430 et 1570 AD). Cette augmentation intervient juste après un niveau de téphra. Ici, l'augmentation de silice biogène plus brusque que celle après le téphra vers 50 cm et avec un retour rapide à des valeurs moyennes pourrait

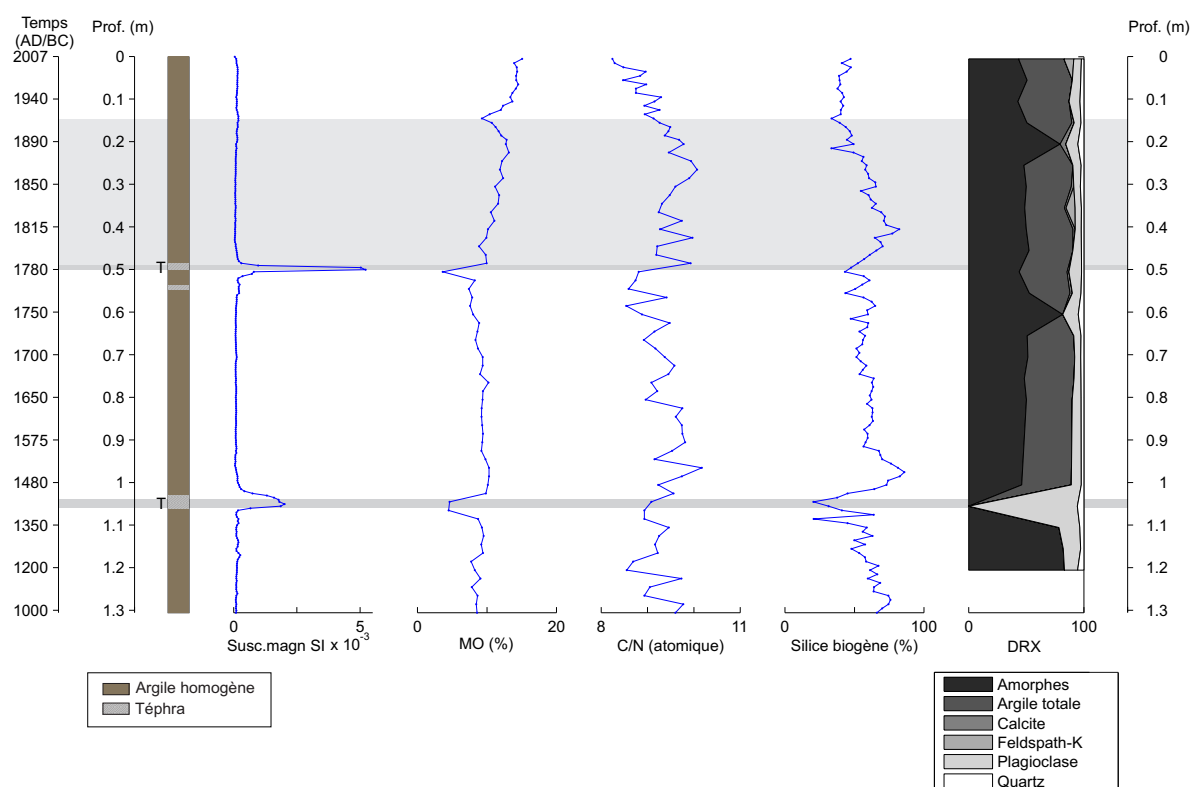


FIGURE 5.6 – Synthèse des résultats pour la carotte LT08-E. Le contenu en matière organique (MO) est déduit du TOC (Total Organic Carbon) déterminé par analyse élémentaire du C.

être uniquement liée au niveau de téphra. En effet, le dépôt de matériel volcanique augmente la quantité de silice disponible pour le développement des diatomées et certains genres profitent de cet apport spécifique pour accroître leur communauté et augmenter la teneur en silice biogène du lac [Barker *et al.*, 2000; Sterken *et al.*, 2012].

### 5.2.4 Répartition des composants sédimentaires

Précédemment, nous avons décrit les pourcentages de matière organique et de silice biogène pour chaque carotte (section 4.5 et 4.7). La fraction détritique n'a pas été abordée puisqu'aucune méthode n'a permis son estimation. En posant que l'ensemble des trois composants du sédiment (matière organique, silice biogène et fraction détritique) représente la totalité du sédiment (soit 100%), il est possible de calculer le pourcentage de cette fraction détritique en suivant l'équation

$$\text{Fraction détritique (\%)} = 100 - \text{LOI } 550^{\circ}\text{C}(\%) - \text{Silice biogène (\%)}$$

Etant donné que les variations de matière organique et de silice biogène ont déjà été décrites, nous ne décrirons dans la suite de cette section que les variations de la fraction détritique.

La fraction détritique de la carotte LBb11-A représente une part très importante du sédiment comme le souligne sa moyenne à environ 82% (figure 5.7a). Son maximum est observé vers 67–68 cm de profondeur ( $\sim 95\%$ ), parallèlement au niveau enrichi en plagioclases, et son minimum vers 35 cm ( $\sim 56\%$ ). Les fluctuations de cette fraction sont à mettre en relation avec les fluctuations régulières de la matière organique entre 30 et 100 cm de profondeur.

On retrouve plus ou moins la même proportion dans la partie principale du lac Bertrand (LBt09) avec une fraction détritique en moyenne de 87% (figure 5.7b). Le maximum de cette fraction s'observe vers 10–12 cm ( $\sim 96\%$ ), son minimum vers 47–48 cm ( $\sim 60\%$ ). À partir de 90 cm et jusqu'à la base de la carotte, la fraction détritique augmente légèrement en proportion.

Le lac Thompson (LT08-E) se distingue du lac Bertrand par sa plus faible fraction détritique (figure 5.7c). La moyenne de cette fraction se situe en effet vers 33%. Le minimum et maximum se trouvent respectivement vers 98–100 cm ( $\sim 75\%$ ) et 104–105 cm ( $\sim 7\%$ ) de profondeur. Le maximum est influencé par la présence d'une grande quantité de plagioclases liés au niveau de téphra. Au vu de la forte productivité du lac et du bassin versant peu escarpé, ce sont vraisemblablement les variations de silice biogène qui sont responsables des fluctuations de la part détritique.

La table 5.1 récapitule les proportions moyennes de chaque fraction dans les sédiments de chaque carotte. Il est intéressant de constater une proportion beaucoup plus importante de silice biogène dans le lac Thompson comparativement aux deux parties du lac Bertrand.

	Moyennes (%)		
	LBb11-A	LBt09	LT08-E
Silice biogène	4 $\pm$ 2	9 $\pm$ 8	57 $\pm$ 12
Matière organique	13 $\pm$ 6	4 $\pm$ 1	10 $\pm$ 1
Fraction détritique	83 $\pm$ 6	87 $\pm$ 8	33 $\pm$ 12

TABLE 5.1 – Proportions moyennes (%) des trois fractions des sédiments des carottes LBb11-A, LBt09 et LT08-E. Les moyennes sont arrondies à l'unité et sont accompagnées de leur écart-type.

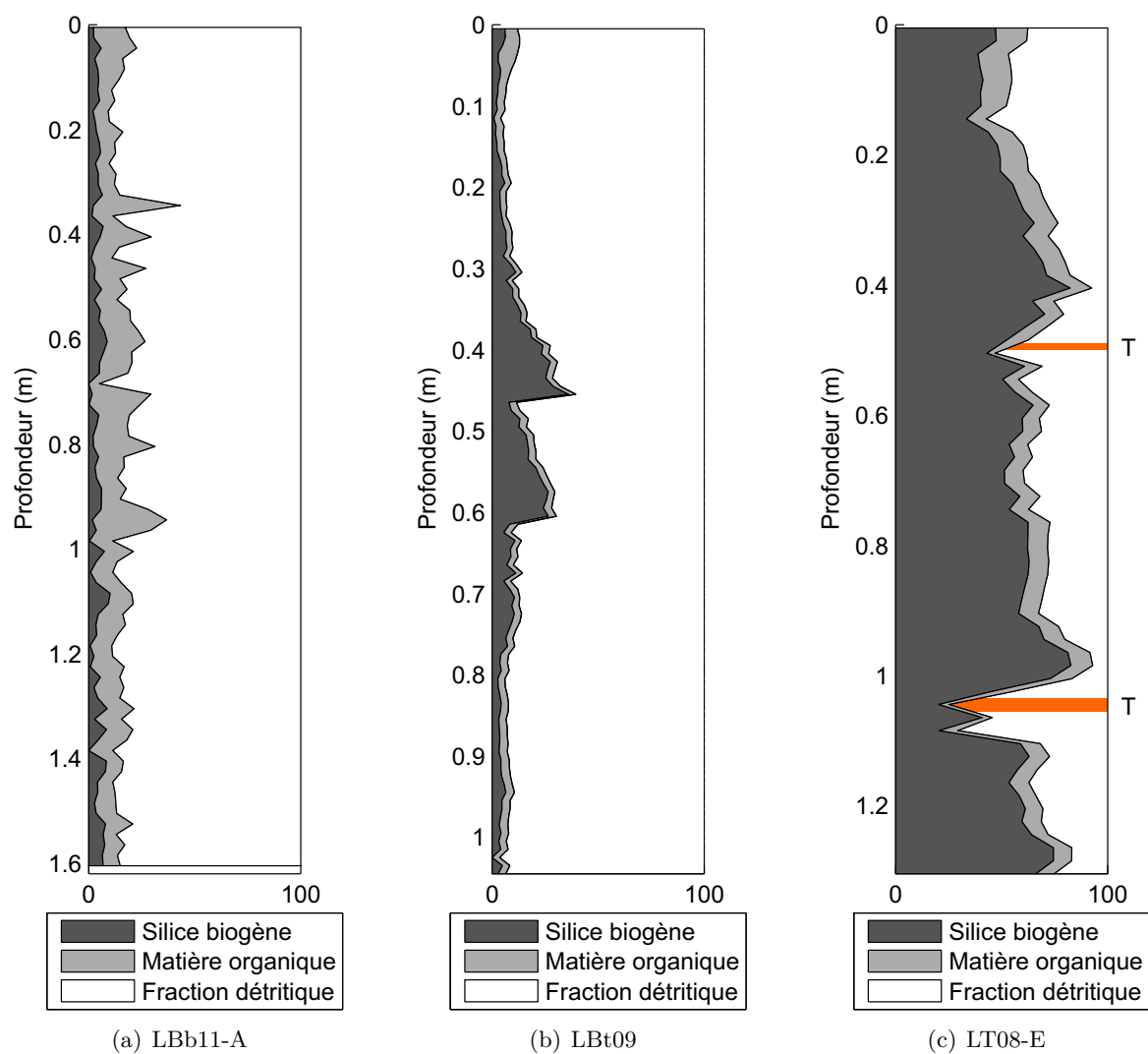


FIGURE 5.7 – Composants sédimentaires des carottes LBb11-A, LBt09 et LT08-E. Les deux niveaux de téphras de la carotte LT08-E sont représentés par les aires oranges.

### 5.3 Calcul de flux

Dans les recherches paléoenvironnementales et paléoclimatiques, il est souvent préférable d'interpréter les flux des composants sédimentaires au cours du temps plutôt que leur abondance relative. Le flux, ou taux d'accumulation massique MAR (Mass Accumulation Rate), représente la quantité de sédiment apporté au lac au cours du temps. Il se calcule par

$$MAR = [\text{Composant}] \times T_s \times D_s \times 10^4$$

où MAR est le taux d'accumulation massique ( $\text{g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ ), [Composant] est la proportion du composant sédimentaire considéré (%),  $T_s$  est le taux de sédimentation ( $\text{cm/a}$ ),  $D_s$  est la densité sèche ( $\text{g/cm}^3$ ) et  $10^4$  un facteur permettant d'exprimer le flux en  $\text{g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$ .

La signification du taux d'accumulation massique de la matière organique dépend essentiellement du rapport C/N associé. Si ce rapport est faible, une période présentant un taux d'accumulation massique élevé peut être interprétée comme une période avec une forte productivité du lac. Au contraire, si ce rapport est élevé (supérieur à 20), la période correspondante pourra plutôt être évaluée comme une période climatique plus humide avec davantage d'érosion du bassin versant amenant de la matière organique terrestre vers le lac. Concernant le taux d'accumulation massique de la silice biogène, des valeurs élevées correspondent à une période avec une forte productivité des organismes siliceux du lac. Enfin, un taux d'accumulation massique élevé pour la fraction détritique est souvent lié à une période plus pluvieuse favorisant l'érosion du bassin versant.

Les graphiques sont représentés avec le flux en abscisse et le temps en ordonnée (figures 5.8, 5.9 et 5.10). Etant donné la relation non-linéaire qui relie le temps à la profondeur (voir modèle d'âge à la section 4.2.3), l'allure de ces graphiques peut être différente de celle présentée sur la figure 5.7. Par exemple, un pic correspondant à une tranche peu épaisse de sédiment pourrait correspondre à un pic beaucoup plus large représentant un laps de temps important (en fonction du taux de sédimentation). Comme les graphiques de flux sont très dépendants du taux de sédimentation, il faut rester prudent avec leur analyse et les comparer notamment avec les graphiques de répartition des composants sédimentaires.

Le taux d'accumulation massique total de la carotte LBt09 est principalement défini par la fraction détritique,  $\sim 87\%$  (figure 5.8). Les flux de silice biogène et de matière organique représentent respectivement environ 9 et 4% du flux total.

Le taux d'accumulation massique total est relativement stable et peu élevé pour la période comprise entre 4000 BC et 1830 AD. La légère hausse des valeurs vers la base de la carotte est à la fois due au comportement de la courbe de régression polynomiale d'ordre 3 contraignant le modèle d'âge (figure 4.8 à la section 4.2.3) et à une légère augmentation de la fraction détritique dans les 15 derniers centimètres de la carotte (période comprise entre 4000 BC et 3500 BC). Cette augmentation est d'ailleurs à mettre en parallèle avec l'augmentation du rapport C/N dans la même partie de la carotte. Cela supporte donc l'interprétation d'une période avec plus de précipitations amenant plus de matériel détritique dans le lac.

Entre 1200 BP et 500 AD, il est possible de distinguer les deux pics de flux de silice biogène réduisant dès lors la part du flux de la fraction détritique.

Entre 1830 et 1880 AD ( $\sim 14\text{--}16$  cm de profondeur), le taux d'accumulation massique de chaque paramètre augmente brusquement en rapport avec un taux de sédimentation qui passe à des valeurs plus élevées (voir zoom figure 5.9). Ensuite, et jusqu'au sommet de la carotte (entre 1880 et 2008 AD), le flux de la fraction détritique diminue par opposition aux flux

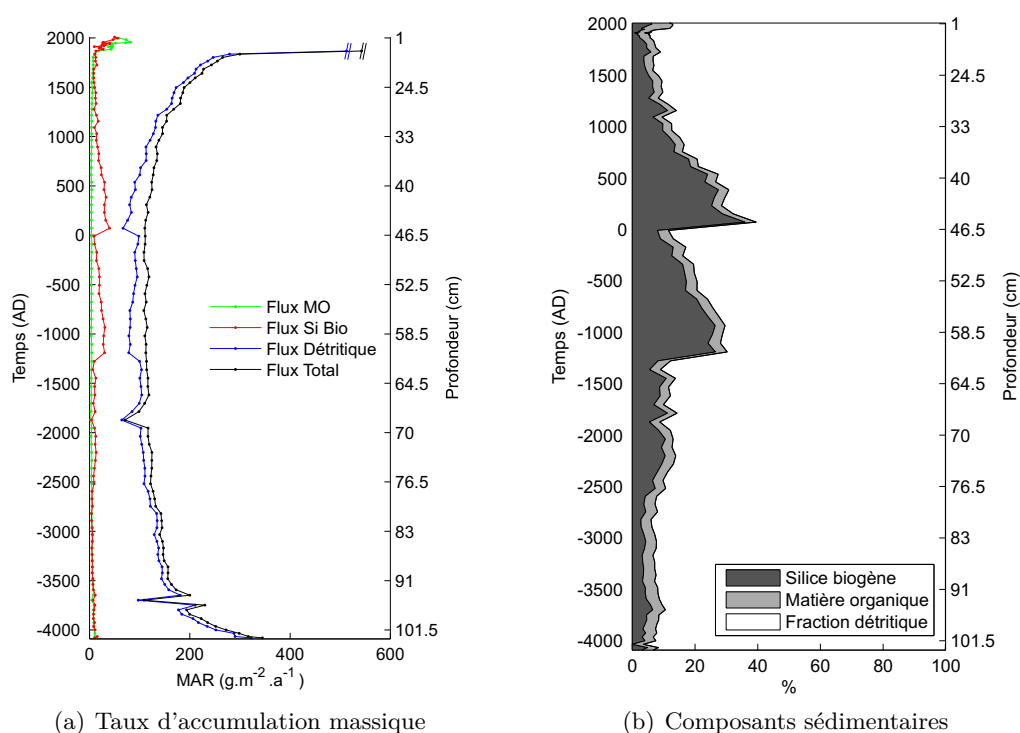


FIGURE 5.8 – Flux et composants sédimentaires en fonction du temps pour la carotte LBt09. Les courbes bleue et noire ont été coupées dans le haut du graphique pour mieux visualiser le comportement des courbes verte et rouge. La zone coupée est visible intégralement sur la figure 5.9.

de matière organique et de silice biogène qui augmentent. Cela suggère une augmentation de la productivité principalement liée à des conditions climatiques plus favorables (climat plus chaud).

Les taux d'accumulations massiques de la carotte LT08-E (lac Thompson) présentent une variabilité importante (figure 5.10). Les deux pics correspondant aux niveaux de téphras (vers 1430 et 1780 AD) viennent néanmoins perturber l'analyse de la fraction détritique et devront donc être traités avec prudence. Le taux d'accumulation massique total est défini en moyenne par environ 55% pour le flux de silice biogène, 35% pour le flux détritique et 10% pour le flux de matière organique.

De 1000 à 1350 AD, les trois flux sont stables et montrent des valeurs relativement peu élevées.

Entre 1350 et 1450 AD, les courbes du flux détritique et du flux total présentent un pic. Alors que le flux de matière organique ne semble pas changer, celui de la silice biogène est assez saccadé et présente deux creux, un centré sur le niveau de téphra et un second qui le précède dans le temps. Si celui correspondant au niveau de téphra est facilement interprétable (dilution des paramètres due à un apport de matériel volcanique), il est moins évident d'expliquer le creux de silice biogène entre 1350 et 1400 AD.

Entre 1450 et 1500 AD, le flux de silice biogène augmente probablement lié au développement post-téphra des diatomées [Sterken *et al.*, 2012].

De 1600 à 1850 AD, les flux de silice biogène et de matière organique montrent des valeurs beaucoup plus élevées que dans le reste de la carotte. Il présente un pic vers 1800 AD. Le

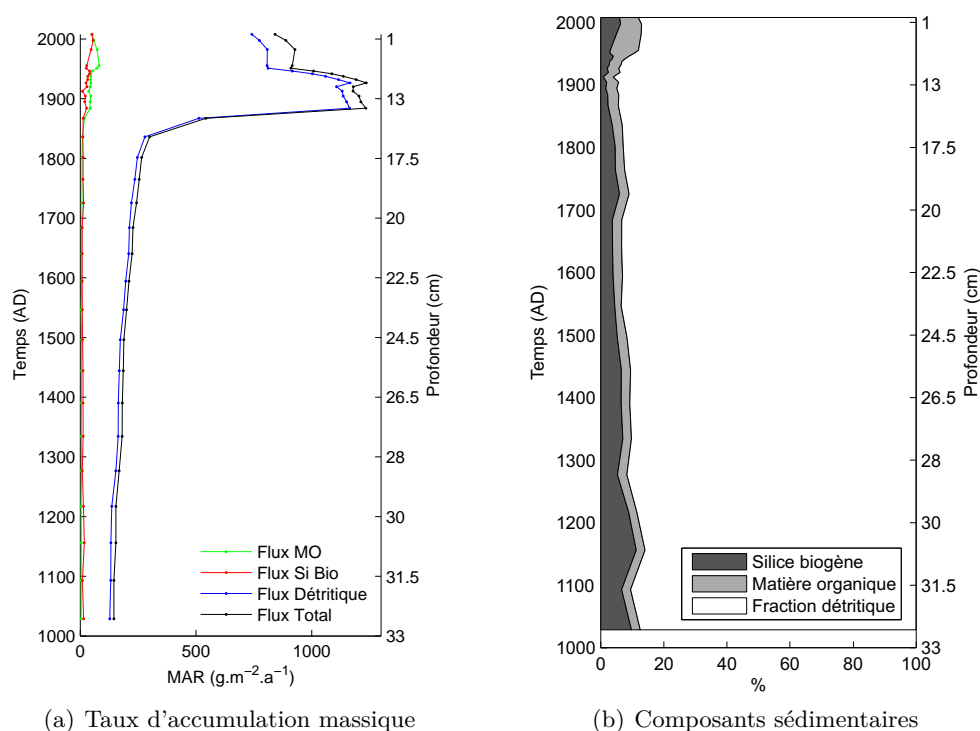


FIGURE 5.9 – Flux et composants sédimentaires en fonction du temps pour la carotte LBt09, zoom sur le dernier millénaire.

flux détritique est relativement stable jusque 1700 AD puis devient beaucoup plus saccadé et présente un pic très important vers 1780 AD, lié au niveau de téphra. L'augmentation de la silice biogène et de la matière organique suggère une augmentation de la productivité. D'après les analyses de diatomées, cette augmentation de productivité serait liée à une baisse du niveau du lac (apport potentiel en nutriments plus important) et donc à un climat plus froid et sec.

La période récente comprise entre 1850 et 2007 AD est caractérisée par une décroissance légère du flux de matière organique vers le sommet de la carotte. Ceci est en désaccord avec l'augmentation apparente de matière organique (depuis 1910–1920 AD) décrite précédemment. Le flux détritique est relativement stable. Il présente toutefois un pic vers 1915 AD. Ce niveau plus détritique correspond en outre à un pic dans la courbe de susceptibilité magnétique (pic mineur non décrit précédemment au vu de l'échelle employée). Le flux de silice biogène décroît jusque 1950 AD puis réaugmente très légèrement jusqu'à nos jours. Il semble donc y avoir une augmentation de la productivité du lac au cours du XX<sup>e</sup> siècle.



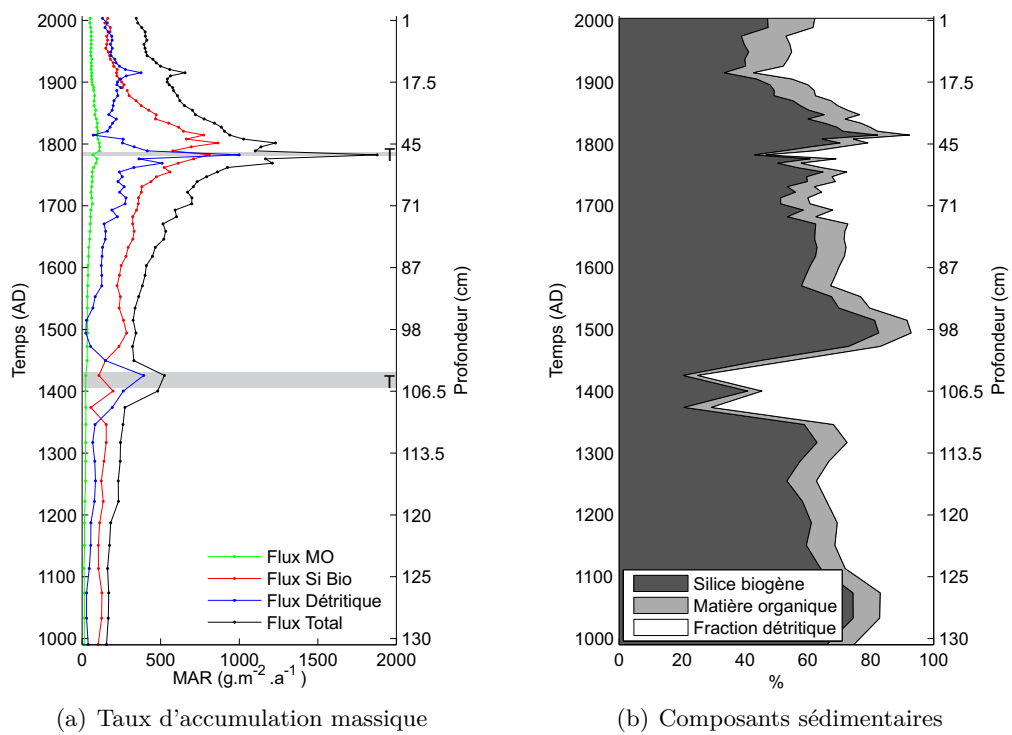


FIGURE 5.10 – Flux et composants sédimentaires en fonction du temps pour la carotte LT08-E.

## 5.4 Synthèse pour chaque lac

Pour chaque lac, nous allons reprendre de manière synthétique les périodes majeures caractérisées par des changements climatiques et environnementaux.

Quatres périodes intéressantes ont pu être mises en évidence dans la carotte de l'extension latérale du lac Bertrand (LBb11-A). Puisque la carotte n'est pas encore datée, il est difficile d'attribuer un nom aux changements observés.

**162–100 cm :** Climat épisodiquement humide comme en témoignent les quelques incursions de matière organique terrestre dans le lac.

**100–30 cm :** Climat globalement plus humide apportant régulièrement du matériel détritique et organique terrestre.

**30–10 cm :** Réchauffement progressif du climat et peu de précipitations. En effet, on ne constate aucun apport terrestre mais une productivité croissante des diatomées.

**10–0 cm :** Climat plus humide et chaud se traduisant par des sédiments plus grossiers et par la continuité de l'augmentation de la productivité du lac.

Six périodes intéressantes ont été définies pour la carotte de la partie principale du lac Bertrand (LBt09). On note entre autres le réchauffement climatique du dernier siècle.

**De 4000 à 2800 BC :** Climat humide caractérisé par de nombreux apports de matière organique terrestre dans le lac.

**1200 BP :** Assèchement brusque du climat qui provoque une baisse du niveau du lac et une augmentation de la productivité (augmentation rapide de la silice biogène).

**De 1200 à 0 BC :** Humidification progressive du climat avec une augmentation du niveau du lac (silice biogène décroissante).

**0 AD :** Phénomène identique à 1200 BC avec une augmentation rapide de la productivité du lac.

**De 1920 à 1980 AD :** Réchauffement régulier du climat avec une augmentation de la productivité.

**De 1980 à 2008 AD :** Changement environnemental caractérisé par une décroissance du contenu en matière organique, possible cause anthropique.

Le lac Thompson peut être décrit par six périodes intéressantes. Le réchauffement médiéval, le petit âge glaciaire et le réchauffement climatique récent ont pu être observés (du moins en partie) en plus de deux niveaux de téphras.

**De 1200 à 1650 AD :** Climat humide souligné par un niveau du lac plus élevé. Période de transition entre le réchauffement médiéval et le petit âge glaciaire.

**1410–1440 AD :** Dépôt de téphra lié à une éruption volcanique.

**De 1650 à 1850 AD :** Refroidissement et assèchement du climat avec une décroissance du niveau du lac. L'intensité maximale de cette période devrait avoir eu lieu vers 1800 (flux maximal en silice biogène). Période coïncidant avec le petit âge glaciaire.

**1780–1790 AD :** Dépôt de téphra lié à une éruption volcanique (sans doute du mont Hudson).

**De 1850 à 1910 AD :** Climat progressivement plus chaud et plus humide avec remontée du niveau du lac (ratio planctonique/benthique) et une productivité croissante (matière organique lacustre et silice biogène depuis 1950 AD).

**De 1910 à 2007 AD :** Productivité croissante du lac, augmentation de la matière organique lacustre.

## 5.5 Comparaison avec d'autres études en Patagonie

L'Amérique du Sud fait preuve d'un récent engouement en ce qui concerne les reconstitutions paléoclimatiques. Mais les résultats des études consultées sont assez différents tant au niveau des changements décrits qu'au niveau de la synchronicité des événements. De telles différences peuvent notamment s'expliquer par la position des sites d'études par rapport aux « Westerlies », principaux régulateurs du climat en Patagonie. Malgré cela, il nous semble intéressant de comparer les changements observés dans ce mémoire avec ceux décrits dans la littérature pour d'autres sites de Patagonie et même d'Amérique du Sud, toutes archives confondues.

La carotte LBT09 du lac Bertrand est celle qui recouvre la plus grande période de temps (jusque 4000 ans BC). Cette période devrait présenter de nombreux changements climatiques (essentiellement en terme d'humidité) au vu de la variabilité millénaire des Westerlies [Lamy *et al.*, 2001]. Des alternances de périodes humides et sèches (directement liées aux Westerlies) ont d'ailleurs eu lieu au cours des derniers millénaires (table 5.2). Les changements décrits dans la carotte LBT09 montrent le plus de ressemblances avec l'étude du contenu en pollens d'un lac situé dans le parc national Torres del Plaine (51°S 71°O) [Moreno *et al.*, 2009]. Plus particulièrement, la silice biogène semble répondre, en partie, aux variations d'humidité, déduites de la proportion des pollens d'Apiaceae par rapport aux pollens d'Asteraceae entre 1200 et 3500 BP (figure 5.11). L'augmentation de la silice biogène a lieu lors des périodes climatiques sèches caractérisées par un abaissement du niveau du lac.

Sites	Ages en années BP (Before Present)									Auteurs	
	1000	1500	2000	2500	3000	3500	4000	4500	5000		
Carotte marine Chili (30–40°S)	Humide						Sec			(1)	
Lago Puyehue (40°S 72°O)					Froid et humide					(2)	
Lago Condorito (41°S 73°O)				Chaud et sec						Froid et humide	(3)
Lago Pollux (45°S 71°O)			Sec								(4)
Péninsule de Taitao (46°S)	Froid				Froid						(5)
LBt09 (46°S 72°O)	Sec			Humide	Sec						
Lago Augusta (47°S 72°O)			Froid et humide								(6)
Calottes Patagonie (46–51°S)	Froid et humide				Sec		Froid et humide				(7)
Glacier Upsala (50°S 73°O)		Froid		Froid				Froid			(8)
Torres del Plaine (51°S 71°O)		Sec				Sec					(9)
Glacier Tyndall (51°S 73°O)		Froid		Froid				Froid			(10)

TABLE 5.2 – Synthèse des changements décrits dans la littérature pour les derniers millénaires en relation avec les avancées glaciaires néoglaciales et la variabilité des Westerlies. (1) [Lamy *et al.*, 1999; 2001], (2) [Bertrand *et al.*, 2008], (3) [Moreno, 2004], (4) [Markgraf *et al.*, 2007], (5) [Siani *et al.*, 2010], (6) [Villa-Martinez *et al.*, 2012], (7) [Glasser *et al.*, 2004], (8) [Aniya & Sato, 1995a], (9) [Moreno *et al.*, 2009], (10) [Aniya & Sato, 1995b],

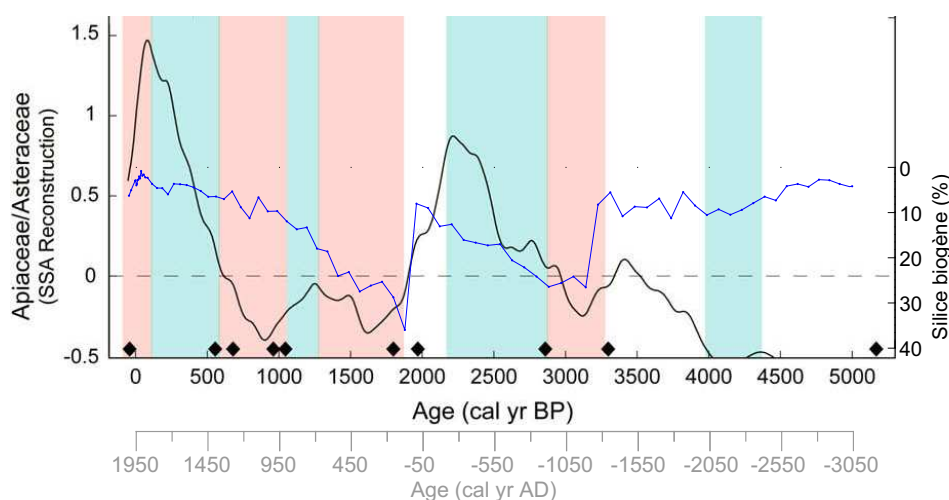


FIGURE 5.11 – Positionnement de la silice biogène du lac Bertrand (46°S 72°O), observée dans notre étude (courbe bleue) sur le graphique de l'indice de sécheresse d'après le rapport des pollens *Apiaceae/Asteraceae* d'un lac de Patagonie australe (51°S 71°O) [Moreno *et al.*, 2009]. Les aires rouges indiquent un climat sec et les bleues un climat humide.

Notre étude des diatomées du lac Thompson (LT08-E) permet d'illustrer une période humide entre 1200 et 1600 AD et une période plus sèche et plus froide entre 1600 et 1800–1900 AD (périodes confirmées par la silice biogène). Ces périodes peuvent être assimilées aux phases humide et sèche du petit âge glaciaire. Plusieurs études ont mis en évidence l'occurrence du réchauffement médiéval et plus particulièrement du petit âge glaciaire dans la région australe de l'Amérique du Sud. La table 5.3 tente de dresser une liste comparative des manifestations du petit âge glaciaire décrites dans la littérature pour des zones voisines des lacs que nous avons étudiés. Les études des lacs Acuelo (33°S 70°W) et Puyehue (40°S 72°W) montrent des résultats assez similaires aux nôtres en distinguant une première phase humide suivie d'une phase plus sèche [Jenny *et al.*, 2002; Bertrand *et al.*, 2005]. Une étude sur le contenu en pollens a récemment été entreprise sur le lac Thompson mais n'a pu mettre en évidence qu'une phase sèche s'étendant de 1500 à 1900 AD [Vargas *et al.*, 2012]. La silice biogène de la carotte LT08-E montre une bonne correspondance avec les températures reconstituées d'après des cernes d'arbres de Patagonie du Nord et du Sud (41–49°S) au cours des 400 dernières années (figure 5.12). On note toutefois un léger décalage par rapport à la courbe de Patagonie du Nord [Villalba *et al.*, 2003; Moy *et al.*, 2009].

En raison d'un taux de sédimentation trop faible, les traceurs de la carotte LBt09 ne possèdent pas une résolution suffisante pour être comparés aux précipitations reconstituées d'après les varves du sédiment du lac Plomo, lac voisin du lac Bertrand [Elbert *et al.*, 2012].

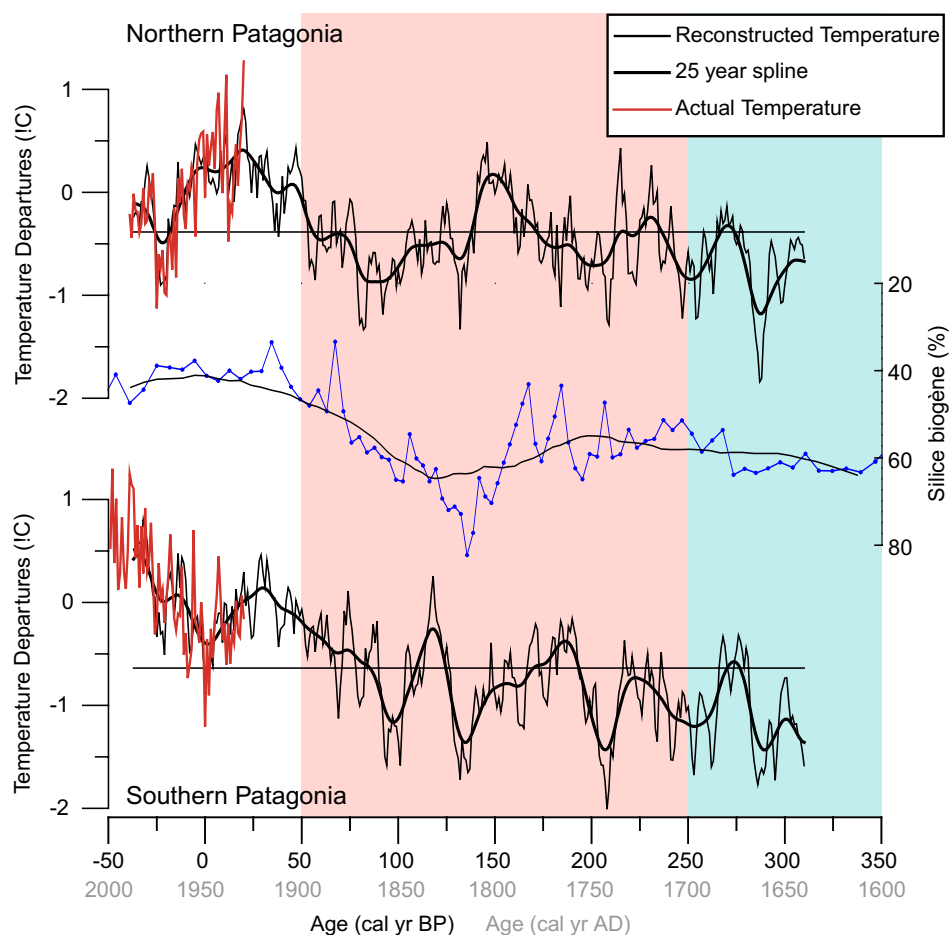


FIGURE 5.12 – Positionnement de la silice biogène du lac Thompson (45°S 72°O), observée dans notre étude (courbe bleue et moyenne mobile sur 25 ans en noire) sur le graphique des températures reconstruites d'après les cernes d'arbres de Patagonie du Nord (41°S 71°O) et du Sud (47–49°S 72°O) [Villalba *et al.*, 2003; Moy *et al.*, 2009]. Les aires rouge et bleue indiquent respectivement les phases sèche et humide du petit âge glaciaire identifiée dans les sédiments du lac Puyehue (40°S 72°O) [Bertrand *et al.*, 2005]. Ces deux aires réunies correspondent à une période d'avancées glaciaires en Patagonie [Villalba *et al.*, 2005; Harrison *et al.*, 2007].

Sites	Ages en années AD (Anno Domini)												Auteurs	
	1900	1850	1800	1750	1700	1650	1600	1550	1500	1450	1400	1350		
Europe		Froid												
Carottes glace (0–52°S)			Froid et humide									(1)		
Glacier Quelccaya (13°S 70°W)		Froid											(2)	
Lago Acuelo (33°S 70°O)	Sec				Humide								(3)	
Lago Laja (36°S 71°O)	Sec				Humide		Sec						(4)	
Lago Laja (36°S 71°O)	Froid et sec												(5)	
Lago Puyehue (40°S 72°O)	Sec				Humide								(6)	
Lago Puyehue (40°S 72°O)				Humide									(7)	
Glaciar Rio Manso (41°S 71°O)		Froid											(8)	
Preuves historiques (41–46°S)	Froid												(9)	
Cernes d’arbres (41–49°S)							Froid et humide						(10)	
Cernes d’arbres (41–49°S)		Froid											(11)	
LT08-E (45°S 72°O)		Sec					Humide							
Lago Thompson (45°S 72°O)	Sec												(12)	
Avancées glaciers (~ 47°S)				Froid									(13)	
Lago Guanaco (51°S 71°O)	Humide												(14)	
Laguna Potrok Aike (52°S 70°O)	Sec											(15)		
Laguna Azul (52°S 69°O)	Froid												(16)	

TABLE 5.3 – Synthèse des changements décrits dans la littérature pour les différentes phases du petit âge glaciaire. (1) [Vimeux *et al.*, 2009], (2) [Thompson *et al.*, 2003], (3) [Jenny *et al.*, 2002], (4) [Torres *et al.*, 2008], (5) [Urrutia *et al.*, 2010], (6) [Bertrand *et al.*, 2005], (7) [Boës & Fagel, 2008], (8) [Masiokas *et al.*, 2010], (9) [Araneda *et al.*, 2007], (10) [Villalba, 1994], (11) [Villalba *et al.*, 2003], (12) [Vargas *et al.*, 2012], (13) [Harrison *et al.*, 2007], (14) [Moy *et al.*, 2009], (15) [Haberzettl *et al.*, 2006], (16) [Mayr *et al.*, 2005].

D'après les modèles d'âge des carottes LBT09 et LT08-E, la plupart des traceurs ont enregistré un changement très récent correspondant au dernier siècle. Si le récent réchauffement climatique et l'augmentation des précipitations (à partir du XIX<sup>e</sup> siècle) peuvent en partie expliquer ces changements [Villalba *et al.*, 2003; Vargas *et al.*, 2012], il faut également s'intéresser à l'impact direct de l'homme sur l'environnement proche des lacs. La région des deux lacs de notre étude (région de Aysén), colonisée au cours du dernier siècle, figure au milieu de concessions pastorales créées entre 1900 et 1910 AD [Martinic, 2005]. De nombreux incendies y ont été déclenchés provoquant une découverte des sols, une accélération de leur érosion et une augmentation d'apports en nutriments vers les lacs. Ce n'est qu'à partir de 1970–1980 qu'un projet de reboisement de la région s'est concrétisé avec l'introduction du pin [Szeicz *et al.*, 1998; Quintanilla, 2005; Quintanilla *et al.*, 2008]. Dans la carotte LT08-E de notre étude, l'augmentation de productivité depuis 1920 AD est synchrone avec le début des feux historiques. Des résultats similaires ont été apportés pour le même lac par l'étude des chironomides [Araneda *et al.*, 2012]. Dans les années 80, la construction de la « Carretera Austral », une route reliant Puerto Montt à Villa O'Higgins, pourrait également avoir influencé la sédimentation de certains lacs. Cela concerne particulièrement l'extension latérale du lac Bertrand puisque cette route passe à quelques mètres seulement des berges du lac. Nous avons d'ailleurs observé des sédiments légèrement plus grossiers dans les 10 premiers centimètres de la carotte LBb11-A. Mais il n'est pas possible de faire une relation sûre puisque cette carotte n'a pas été datée.



# Conclusions et perspectives

L'analyse de trois carottes sédimentaires a permis de reconstituer les changements paléoenvironnementaux et paléoclimatiques majeurs pour les lacs Bertrand et Thompson ainsi que pour leur bassin versant respectif. Plusieurs analyses ont été utilisées avec une résolution décennale à centennale jusqu'à 1000 AD pour le lac Thompson et 4000 BC pour le lac Bertrand.

Pour parvenir à de telles conclusions, des techniques d'analyses sédimentaires et géochimiques classiques ainsi que l'étude des diatomées ont été utilisées avec des résolutions diverses. L'étude des diatomées (ratio planctonique/benthique) a donné une idée du niveau des lacs mais a également donné quelques informations sur l'histoire de la productivité des lacs.

Le lac Thompson (carotte LT08-E) est le lac où nous avons recueilli de manière optimale un maximum d'informations relatives à des changements environnementaux. Nous avons identifié des changements similaires et synchrones au réchauffement médiéval, au petit âge glaciaire et au réchauffement climatique récent. Deux niveaux de téphras ont également été repérés dont un semble correspondre à une éruption du Mont Hudson.

La partie principale du lac Bertrand n'a pu être aussi bien interprétée par manque d'informations enregistrées. Seule la silice biogène, et dans une moindre mesure le contenu en diatomées et le rapport C/N ont permis d'identifier quelques changements.

L'extension latérale du lac Bertrand, plus confinée, s'est révélée un lieu d'étude plus intéressant que la partie principale. Nous avons noté une bonne correspondance entre les diverses méthodes utilisées sauf la silice biogène qui n'a fourni aucun résultat intéressant.

Au-delà de l'analyse environnementale et climatique des lacs et de leur bassin versant, cette étude, son interprétation et sa comparaison avec des études similaires de Patagonie s'inscrit et contribue à l'élaboration d'une base de données exhaustive des changements environnementaux et climatiques de cette région clé qu'est la Patagonie.

La passionnante mission Patagonie 2011, par ses aspects pratiques de terrain, a tracé les premiers jalons de ce mémoire. Les manipulations techniques de laboratoire et les recherches bibliographiques ont permis d'élaborer et d'étoffer ce travail. La voie reste ouverte à de nombreuses recherches pour compléter et affiner les résultats obtenus sur ce sujet intéressant.

La carotte LBb11-A n'a pas encore été datée. Il serait souhaitable d'en calculer l'âge modèle grâce aux datations  $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{137}\text{Cs}$  et  $^{14}\text{C}$  à partir des échantillons de macro-restes qui ont déjà été envoyés. Sur cette carotte, la perte au feu à 105°C devrait être mesurée afin d'estimer la densité sèche des sédiments. La mesure de la silice biogène devrait aussi être effectuée tous les centimètres afin de déceler d'éventuels changements plus précis, liés à un bref influx de matière organique.

Sur la carotte LT08-E, les mesures de perte au feu à 550 et 950°C devraient nous préciser le contenu en carbone inorganique et en matière organique (pour le moment estimé à partir des mesures élémentaires C et N). Il serait nécessaire d'améliorer le modèle d'âge en tenant

compte des niveaux de téphras. Leur date pourrait être estimée d'après les éruptions connues dans la littérature. De plus, leur épaisseur devrait être associée à un événement ponctuel.

Il serait intéressant d'effectuer un comptage plus précis des diatomées et de resserrer l'échantillonnage pour parvenir à mieux comprendre le lien unissant les niveaux de téphras et les diatomées du genre *Aulacoseira*.

Enfin, une analyse sédimentologique des carottes pourrait être complétée et améliorée par l'observation de lames minces de sédiments imprégnés. Cela permettrait de mieux comprendre la composition des différentes couches de sédiments ainsi que leur mode de dépôts.

# Références bibliographiques

- J. Alefs & J. Müller. Differences in the eutrophication dynamics of ammersee and starnberger see (southern germany), reflected by the diatom succession in varve-dated sediments. *Journal of Paleolimnology*, 21(4):395–407, 1999. <http://dx.doi.org/10.1023/A:1008098118867>.
- N. J. Anderson, B. Rippey & A. C. Stevenson. Change to a diatom assemblage in a eutrophic lake following point source nutrient re-direction : a palaeolimnological approach. *Freshwater Biology*, 23(2):205–217, 1990. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2427.1990.tb00266.x>.
- N. J. Anderson. Diatoms, temperature and climatic change. *European Journal of Phycology*, 35:307–314, 2000.
- N. Angeli & A. F. Lotter. La ricostruzione del trofismo del lago di lavarone dalle diatomee. *Studi Trentini di Scienze Naturali : Acta Geologica*, 82:309–316, 2005. [http://www.mtsn.tn.it/pubblicazioni/6/actaG82/MUSCC\\_Vol\\_Acta\\_Geo\\_23.pdf](http://www.mtsn.tn.it/pubblicazioni/6/actaG82/MUSCC_Vol_Acta_Geo_23.pdf).
- M. Aniya & H. Sato. Holocene glacial chronology of upsala glacier at peninsula herminita, southern patagonia icefield. *Bulletin of Glacier Research*, 13:83–96, 1995a.
- M. Aniya & H. Sato. Holocene glacier variations at tyndall glacier area, southern patagonia. *Bulletin of Glacier Research*, 13:97–109, 1995b.
- P. G. Appleby. Chronostratigraphic techniques in recent sediments. In W. M. Last & J. P. Smol(éds). *Tracking environmental change using lake sediments*, vol. Volume 1 : basin analysis, coring, and chronological techniques, p. 171–203. Kluwer Academic Publishers : Dordrecht, Netherlands, 2001. [http://dx.doi.org/10.1007/0-306-47669-X\\_9](http://dx.doi.org/10.1007/0-306-47669-X_9).
- P. G. Appleby & F. Oldfield. The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported (super 210) pb to the sediment. *Catena [Giessen]*, 5(1-8):1–8, 1978. Non consulté.
- A. Araneda, P. Jana, C. Ortega, F. Torrejon, S. Bertrand, P. Vargas, N. Fagel, D. Alvarez, A. Stehr & R. Urrutia. Changes in sub-fossil chironomid assemblages in two northern patagonian lake systems associated with the occurrence of historical fires. Submitted to *Journal of Paleolimnology*, 2012.
- A. Araneda, F. Torrejon, M. Aguayo, L. Torres, F. Cruces, M. Cisternas & R. Urrutia. Historical records of san rafael glacier advances (north patagonian icefield) : another clue to ‘little ice age’ timing in southern chile ? *Holocene*, 17(7):987–998, 2007. [http://www.eula.cl/doc/araneda\\_et al\\_2007b.pdf](http://www.eula.cl/doc/araneda_et al_2007b.pdf).

- H. Armstrong & M. D. Brasier. *Microfossils*. Malden, Mass. : Blackwell Publishing, 2005. Second Edition. 296 p.
- P. Barker, R. Telford, O. Merdaci, D. Williamson, M. Taieb, A. Vincens & E. Gibert. The sensitivity of a tanzanian crater lake to catastrophic tephra input and four millennia of climatic change. *Holocene*, 10(3):303–310, 2000. <http://dx.doi.org/10.1191/095968300672848582>.
- P. Barker, D. Williamson, F. Gasse & E. Gibert. Climatic and volcanic forcing revealed in a 50,000-year diatom record from lake massoko, tanzania. *Quaternary Research*, 60(3):368–376, 2003. <http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2003.07.001>.
- S. E. Barrientos. Earthquakes in chile. In T. Moreno & W. Gibbons(éds). *The Geology of Chile*, p. 263–287. The Geological Society, London, 2007. <http://www.geolsoc.org.uk/webdav/site/GSL/shared/pdfs/Publications/G0%20Chile%20-%20chapter%2010.pdf>.
- Bartington. Ms2/ms3 magnetic susceptibility system, 2011. <http://www.bartington.com/Literaturepdf/Datasheets/MS2-MS3%20DS0020.pdf>.
- R. W. Battarbee, V. J. Jones, R. J. Flower, N. G. Cameron, H. Bennion, L. Carvalho & S. Juggins. Diatoms. In W. M. Last & J. P. Smol(éds). *Tracking environmental change using lake sediments*, vol. Volume 2, Physical and geochemical methods, p. 155–202. Kluwer Academic Publishers : Dordrecht, Netherlands, 2001.
- R. W. Battarbee. Diatom analysis. In B. E. Berglund(éd.). *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*, p. 527–570. John Wiley & Sons : Chichester, United Kingdom, 1986. Non consulté.
- K. D. Bennett. Confidence intervals for age estimates and deposition times in late-quaternary sediment sequences. *Holocene*, 4(4):337–348, 1994. Non consulté. <http://dx.doi.org/10.1177/095968369400400401>.
- K. D. Bennett & J. L. Fuller. Determining the age of the mid-holocene tsuga canadensis (hemlock) decline, eastern north america. *The Holocene*, 12(4):421–429, 2002. <http://dx.doi.org/10.1191/0959683602hl1556rp>.
- A. Berger, M. F. Loutre & M. Crucifix. The earth's climate in the next hundred thousand years (100 kyr). *Surveys in Geophysics*, 24:117–138, 2003. <http://dx.doi.org/10.1023/A:1023233702670>.
- S. Bertrand, A. Araneda, P. Vargas, P. Jana, N. Fagel & R. Urrutia. Using n/c ratios to correct bulk radiocarbon ages from lake sediments : Insights from chilean patagonia. *Quaternary Geochronology*. Accepted, 2012.
- S. Bertrand, X. Boes, J. Castiaux, F. Charlet, R. Urrutia, C. Espinoza, G. Lepoint, B. Charlier & N. Fagel. Temporal evolution of sediment supply in Lago Puyehue (Southern Chile) during the last 600 yr and its climatic significance. *Quaternary Research*, 64(2):163–175, 2005. <http://www2.ulg.ac.be/geopetro/papers/Bertrand05.pdf>.
- S. Bertrand. *Sédimentation lacustre postérieure au dernier maximum glaciaire dans les lacs Icalma et Puyehue (Chili meridional) : reconstitution de la variabilité climatique et*

- des évènements sismo-tectoniques*. Thèse de doctorat, Université de Liège, Département de Géologie, 2005. 266 p. [http://www.asf.epoc.u-bordeaux1.fr/theses/Manuscripts/BERTRAND\\_2005.pdf](http://www.asf.epoc.u-bordeaux1.fr/theses/Manuscripts/BERTRAND_2005.pdf).
- S. Bertrand, F. Charlet, B. Charlier, V. Renson & N. Fagel. Climate variability of southern chile since the last glacial maximum ; a continuous sedimentological record from lago puyehue (40 degrees s). *Journal of Paleolimnology*, 39(2):179–195, 2008. <http://dx.doi.org/10.1007/s10933-007-9117-y>.
- G. Bignot. *Introduction à la micropaléontologie*. Gordon & Breach, New-York, 2001. 257 p.
- H. J. B. Birks & A. F. Lotter. The impact of the laacher see volcano (11000 yr b.p.) on terrestrial vegetation and diatoms. *Journal of Paleolimnology*, 11(3):313–322, 1994. [http://igitur-archive.library.uu.nl/bio/2007-0220-200848/lotter\\_94\\_impactofthelaacher.pdf](http://igitur-archive.library.uu.nl/bio/2007-0220-200848/lotter_94_impactofthelaacher.pdf).
- S. Björck & B. Wohlfarth. 14c chronostratigraphic techniques in paleolimnology. In W. M. Last & J. P. Smol(éds). *Tracking environmental change using lake sediments*, vol. Volume 1 : basin analysis, coring, and chronological techniques, p. 205–245. Kluwer Academic Publishers : Dordrecht, Netherlands, 2001. <http://www.geol.lu.se/personal/seb/Publ%202001-05/SB%20&%20Wohlfarth.pdf>.
- M. Blaauw & E. Heegaard. Estimation of age-depth relationships. In H. J. B. Birks, A. F. Lotter, S. Juggins & J. P. Smol(éds). *Tracking environmental change using lake sediments*, vol. Volume 5, Data Handling and Numerical Techniques, p. 379–413. Kluwer Academic Publishers : Dordrecht, Netherlands, 2012. [http://dx.doi.org/10.1007/978-94-007-2745-8\\_12](http://dx.doi.org/10.1007/978-94-007-2745-8_12).
- X. Boës & N. Fagel. Relationships between southern chilean varved lake sediments, precipitation and enso for the last 600 years. *Journal of Paleolimnology*, 39:237–252, 2008. <http://dx.doi.org/10.1007/s10933-007-9119-9>.
- R. S. Bradley. *Paleoclimatology : reconstructing climates of the Quaternary*. Elsevier Academic Press, Amsterdam, 1999. Second Edition. 614 p.
- G. W. Brindley & G. Brown. *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification*, vol. 5. Mineralogical Society of Great Britain & Ireland, London, 1980.
- J. Brix. Analyses géochimiques de sédiments lacustres en vue d’une reconstitution de la variabilité climatique des derniers millénaires. Mémoire, ISET, 2009-2010.
- C. Bronk Ramsey. New approaches to constructing age models; oxcal4. *PAGES News*, 14(3):14–15, 2006. [http://pages-142.unibe.ch/products/newsletters/NL2006\\_3low\\_res.pdf](http://pages-142.unibe.ch/products/newsletters/NL2006_3low_res.pdf).
- C. Bronk Ramsey. Deposition models for chronological records. *Quaternary Science Reviews*, 27(1-2):42–60, 2008. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.01.019>.
- C. E. Buck, C. D. Littona & A. F. M. Smith. Calibration of radiocarbon results pertaining to related archaeological events. *Journal of Archaeological Science*, 19(5):497–512, 1992. Non consulté. [http://dx.doi.org/10.1016/0305-4403\(92\)90025-X](http://dx.doi.org/10.1016/0305-4403(92)90025-X).

- M. A. Cane. The evolution of El Niño, past and future. *Earth and Planetary Science Letters*, 230(3-4):227–240, 2005. <http://www.seas.harvard.edu/climate/pdf/cane-2005.pdf>.
- V. M. Card. Varve-counting by the annual pattern of diatoms accumulated in the sediment of big watab lake, minnesota, ad 1837-1990. *Boreas*, 26:103–112, 1997. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1502-3885.1997.tb00657.x>.
- J. Carroll & I. Lerche. *Sedimentary processes : quantification using radionuclides*, vol. 5 de *Radioactivity in the Environment*. Elsevier, Amsterdam ; Boston, 2003. p. 272.
- J. Carroll, I. Lerche, J. D. Abraham & D. J. Cisar. Sediment ages and flux variations from depth profiles of (super 210) pb ; lake and marine examples. *Applied Radiation and Isotopes*, 50(4):793–804, 1999. [http://dx.doi.org/10.1016/S0969-8043\(98\)00099-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0969-8043(98)00099-2).
- S. J. Carter & S. M. Colman. Biogenic silica in lake baikal sediments - results from 1990-1992 american cores. *Journal of Great Lakes Research*, 20(4):751–760, 1994. <http://dx.doi.org/10.1016%2FS0380-1330%2894%2971192-8>.
- J. Cembrano, A. Lavenu, P. Reynolds, G. Arancibia, G. Lopez & A. Sanhueza. Late cenozoic transpressional ductile deformation north of the nazca-south america-antarctica triple junction. *Tectonophysics*, 354(3-4):289–314, 2002. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00388-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00388-8).
- D. J. Conley & C. L. Schelske. Biogenic silica. In W. M. Last & J. P. Smol(éds). *Tracking environmental change using lake sediments*, vol. Volume 2, Physical and geochemical methods, p. 281–293. Kluwer Academic Publishers : Dordrecht, Netherlands, 2001. [http://dx.doi.org/10.1007/0-306-47668-1\\_14](http://dx.doi.org/10.1007/0-306-47668-1_14).
- H. E. Cook, P. D. Johnson, J. C. Matti & I. Zemmels. Methods of sample preparation and x-ray diffraction data analysis, x-ray mineralogy laboratory, deep sea drilling project, university of california, riverside. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 28:999–1007, 1975. [http://www.deepseadrilling.org/28/volume/dsdp28\\_appendixIV.pdf](http://www.deepseadrilling.org/28/volume/dsdp28_appendixIV.pdf).
- H. Cremer, B. Wagner, M. Melles & H.-W. Hubberten. The postglacial environmental development of raffles so, east greenland ; inferences from a 10,000 year diatom record. *Journal of Paleolimnology*, 26(1):67–87, 2001. <http://dx.doi.org/10.1023/A:1011179321529>.
- F. Cruces, R. Urrutia, O. Parra, A. Araneda, H. Treutler, S. Bertrand, N. Fagel, L. Torres, R. Barra & L. Chirinos. Changes in diatom assemblages in an andean lake in response to a recent volcanic event. *Archiv fuer Hydrobiologie*, 165(1):23–35, 2006. <http://www.ages.ulg.ac.be/articles/cruces%20et%20a%202006.pdf>.
- M. De Batist, N. Fagel, M. F. Loutre, E. Chapron, A. Berger, X. Boes, S. Bertrand, F. Charlet, F. De Vleeschouwer, E. Juvigne, M. Pino, V. Renson, E. Roche, M. Sterken, J. Thorez, R. Urrutia, L. Vargas, E. Verleyen & W. Vyverman. *A continuous Holocene record of ENSO variability in Southern Chile (ENSO-Chile) : final report - EV/10*. Belgian Science Policy, Brussels, 2007. Scientific Support Plan For A Sustainable Development Policy (SPSD II) Part 2 : Global change, Ecosystems and Biodiversity. 87 p. [http://www.belspo.be/belspo/organisation/Publ/pub\\_ostc/EV/rEV10\\_en.pdf](http://www.belspo.be/belspo/organisation/Publ/pub_ostc/EV/rEV10_en.pdf).

- R. De La Cruz, M. Suárez, M. Belmar, D. Quiroz & M. Bell. Geología del área coihaique-balmaceda. región aisen del general carlos ibañez del campo, escala 1 :100000. n°mapa :m48. Servicio Nacional de Geología y Minería-Chile. (support électronique reçu du Chili), 2004.
- R. De La Cruz, M. Suárez & M. Formato. Geología del área puerto guadal-puerto sanchez, region aisen del general carlos ibañez del campo., escala 1 :100000. n° mapa :m113. Servicio Nacional de Geología y Minería-Chile. (support électronique reçu du Chili), 2006.
- W. E. Dean. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44(1):242–248, 1974. <http://dx.doi.org/10.1306/74D729D2-2B21-11D7-8648000102C1865D>.
- J. Deevey, Edward Smith, M. S. Gross, G. E. Hutchinson & H. L. Kraybill. The natural c (super 14) contents of materials from hard-water lakes. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 40(5):285–288, 1954. <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pmc/articles/PMC534121/pdf/pnas00732-0025.pdf>.
- D. Denis, X. Crosta, S. Zaragosi, O. Romero, B. Martin & V. Mas. Seasonal and subseasonal climate changes recorded in laminated diatom ooze sediments, adélie land, east antarctica. *The Holocene*, 16(8):1137–1147, 2006. <http://www.ugr.es/~oromero/Publications/Denis%20et%20al.,%20Holocene,%202006.pdf>.
- L. Denys, K. Muylaert, K. Krammer, T. Joosten, M. Reid & P. Rioual. Aulacoseira subborealensis stat. nov. (bacillariophyceae) : a common but neglected plankton diatom. *Nova Hedwigia*, 77(3-4):407–427, 2003. [https://botany.natur.cuni.cz/algosoubory/Vaclav\\_Houk/aulacoseira\\_subborealensis.pdf](https://botany.natur.cuni.cz/algosoubory/Vaclav_Houk/aulacoseira_subborealensis.pdf).
- D. W. Eggimann, M. F. T. & B. P. R.. Dissolution and analysis of amorphous silica in marine sediments. *Journal of Sedimentary Research*, 50(1):215–225, 1980. <http://dx.doi.org/10.1306/212F79AF-2B24-11D7-8648000102C1865D>.
- J. Elbert, M. Grosjean, L. von Gunten, R. Urrutia, D. Fischer, R. Wartenburger, D. Ariztegui, M. Fujak & Y. Hamann. Quantitative high-resolution winter (jja) precipitation reconstruction from varved sediments of lago plomo 47°s, patagonian andes, ad 1530 -2002. *The Holocene*, 22(4):465–474, 2012. <http://dx.doi.org/10.1177/0959683611425547>.
- M. E. Evans & F. Heller. *Environmental magnetism; principles and applications of environmental magnetism*. Academic Press : San Diego, CA, United States, 2003. 299 p.
- N. Fagel, X. Boes & M. F. Loutre. Climate oscillations evidenced by spectral analysis of Southern Chilean lacustrine sediments : the assessment of ENSO over the last 600 years. *Journal of Paleolimnology*, 39(2):253–266, 2008. <http://www.ages.ulg.ac.be/articles/NF%20enso%20JOPL08.pdf>.
- M. Fey, C. Korr, N. I. Maidana, M. L. Carrevedo, H. Corbella, S. Dietrich, T. Haberzettl, G. Kuhn, A. Luecke, C. Mayr, C. Ohlendorf, M. M. Paez, F. A. Quintana, F. Schaebitz & B. Zolitschka. Palaeoenvironmental changes during the last 1600 years inferred from the sediment record of a cirque lake in southern patagonia (laguna las vizcachas, argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4):363–375, 2009. [http://gizmo.geotop.uqam.ca/Fey\\_et\\_al\\_PPP\\_2009.pdf](http://gizmo.geotop.uqam.ca/Fey_et_al_PPP_2009.pdf).

- A. Foucault. *Climatologie et Paléoclimatologie*. Dunod, Paris, 2009. 307 p.
- M. A. Geyh, M. Grosjean, L. Nunez & U. Schotterer. Radiocarbon reservoir effect and the timing of the late-glacial/early holocene humid phase in the atacama desert (northern chile). *Quaternary Research*, 52(2):143–153, 1999. [http://www.ithelps.ch/grosjean/Quaternary\\_Climates/Literature%20Chapter%203/Additional%20reading/Geyh%20et%20al%201999.pdf](http://www.ithelps.ch/grosjean/Quaternary_Climates/Literature%20Chapter%203/Additional%20reading/Geyh%20et%20al%201999.pdf).
- M. A. Geyh, U. Schotterer & M. Grosjean. Temporal changes of the (super 14) c reservoir effect in lakes. *Radiocarbon*, 40(2):921–931, 1998. [http://www.climategeology.ethz.ch/people/gillia/florian/Geyh\\_et\\_al\\_1998.pdf](http://www.climategeology.ethz.ch/people/gillia/florian/Geyh_et_al_1998.pdf).
- N. F. Glasser, S. Harrison, V. Winchester & M. Aniyac. Late pleistocene and holocene palaeoclimate and glacier fluctuations in patagonia. *Global and Planetary Change*, 43:79–101, 2004. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2004.03.002>.
- N. F. Glasser, T. Krister, N. Janssona, S. Harrison & A. Riverac. Geomorphological evidence for variations of the north patagonian icefield during the holocene. *Geomorphology*, 71:263–277, 2005. <http://www.glaciologia.cl/textos/glass.pdf>.
- J. R. Glew, J. P. Smol & W. M. Last. Sediment core collection and extrusion. In W. M. Last & J. P. Smol(éds). *Tracking environmental change using lake sediments*, vol. Volume 1 : basin analysis, coring, and chronological techniques, p. 73–105. Kluwer Academic Publishers : Dordrecht, Netherlands, 2001. [http://dx.doi.org/10.1007/0-306-47669-X\\_5](http://dx.doi.org/10.1007/0-306-47669-X_5).
- E. C. Grimm. Coniss; a fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers & Geosciences*, 13(1):13–35, 1987. <http://intra.museum.state.il.us/pub/grimm/Publications/1987%20Grimm%20Comput%20Geosci.pdf>.
- M. Grosjean, L. von Gunten, M. Trachsel & C. Kamenik. Calibration-in-time : Transforming biogeochemical lake sediment proxies into quantitative climate variables. *PAGES news*, 17(3):108–110, 2009. [http://pages-142.unibe.ch/products/newsletters/2009-3/Special%20section/Science%20Highlights/Grosjean\\_etal\\_2009-3%28108-110%29.pdf](http://pages-142.unibe.ch/products/newsletters/2009-3/Special%20section/Science%20Highlights/Grosjean_etal_2009-3%28108-110%29.pdf).
- S. R. Guevara & M. Arribere. (super 137) cs dating of lake cores from the nahuel huapi national park, patagonia, argentina; historical records and profile measurements. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 252(1):37–45, 2002. <http://dx.doi.org/10.1023/A:1015275418412>.
- S. G. Haberle & S. H. Lumley. Age and origin of tephras recorded in postglacial lake sediments to the west of the southern andes, 44 degrees s to 47 degrees s. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 84(3-4):239–256, 1998. [http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00037-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00037-7).
- T. Haberzettl, M. Wille, M. Fey, S. Janssen, A. Luecke, C. Mayr, C. Ohlendorf, F. Schaebitz, G. H. Schleser & B. Zolitschka. Environmental change and fire history of southern patagonia (argentina) during the last five centuries. *Quaternary International*, 158(1):72–82, 2006. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2006.05.029>.



- I. Hajdas, C. Kull & T. Kiefer. (super 14) c-chronology. *PAGES News*, 14(3):6–19, 2006. [http://pages-142.unibe.ch/products/newsletters/NL2006\\_3low\\_res.pdf](http://pages-142.unibe.ch/products/newsletters/NL2006_3low_res.pdf).
- K. A. J. Hansen. Lake types and lake sediments. *Verh Internat Verein Limnol*, 14:285–290, 1961.
- N. F. Harrison, Stephan and Glasser. The pleistocene glaciations of chile. In J. Ehlers, P. L. Gibbard & P. D. Hughes(éds). *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology. A Closer Look*, vol. 15 de *Developments in Quaternary Science*, chap. 54, p. 739–756. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, 2011. [http://dx.doi.org/10.1016/S1571-0866\(04\)80115-5](http://dx.doi.org/10.1016/S1571-0866(04)80115-5).
- S. Harrison, V. Winchester & N. Glasser. The timing and nature of recession of outlet glaciers of hiello patagonico norte, chile, from their neoglacial iv (little ice age) maximum positions. *Global and Planetary Change*, 59(1-4):67–78, 2007. <http://cadair.aber.ac.uk/dspace/bitstream/handle/2160/3902/The%20timing%20and%20nature%20of%20recession%20of%20outlet%20glaciers%20of%20Hielo.pdf?sequence=1>.
- O. Heiri, A. F. Lotter & G. Lemcke. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments : reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25(1):101–110, 2001. [http://igitur-archive.library.uu.nl/bio/2007-0214-200214/lotter\\_01\\_lossonignition.pdf](http://igitur-archive.library.uu.nl/bio/2007-0214-200214/lotter_01_lossonignition.pdf).
- L. Håkanson & M. Jansson. *Principles of lake sedimentology*. Blackburn Press, Caldwell, New Jersey, 1983. 316 p.
- B. Jenny, B. L. Valero-Garces, R. Urrutia, K. Kelts, H. Veit, P. G. Appleby & M. Geyh. Moisture changes and fluctuations of the westerlies in mediterranean central chile during the last 2000 years ; the laguna aculeo record (33 degrees 50's). *Quaternary International*, 87:3–18, 2002. [http://dx.doi.org/10.1016/S1040-6182\(01\)00058-1](http://dx.doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00058-1).
- M. Kelly, H. Bennion, E. Cox, B. Goldsmith, J. Jamieson, S. Juggins, D. G. Mann & R. J. Telford. Common freshwater diatoms of britain and ireland : A multiaccess key, 2005. Environment Agency, Bristol. <http://craticula.ncl.ac.uk/EADiatomKey/html/index.html>.
- P. Kilham, S. S. Kilham & R. E. Hecky. Hypothesized resource relationships among african planktonic diatoms. *Limnology and Oceanography*, 31(6):1169–1181, 1986. [http://www.80-www.aslo.org/lo/toc/vol\\_31/issue\\_6/1169.pdf](http://www.80-www.aslo.org/lo/toc/vol_31/issue_6/1169.pdf).
- S. Krishnaswamy, D. Lal, J. M. Martin & M. Meybeck. Geochronology of lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 11(5):407–414, 1971. Non consulté. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(71\)90202-0](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(71)90202-0).
- H. H. Lamb. *Climatic history and the future Climate ; present, past and future*, vol. 2. Methuen & Co. : London, United Kingdom, 1977.
- S. F. Lamoureux & J. Bollmann. Image acquisition. In P. Francus(éd.). *Image analysis, sediments and paleoenvironments*, vol. 7 de *Developments in paleoenvironmental research*, p. 11–34. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 2004. [http://dx.doi.org/10.1007/1-4020-2122-4\\_2](http://dx.doi.org/10.1007/1-4020-2122-4_2).

- F. Lamy, D. Hebbeln, U. Rohl & G. Wefer. Holocene rainfall variability in southern Chile : a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth and Planetary Science Letters*, 185(3-4):369–382, 2001. <http://epic.awi.de/15442/1/Lam2001a.pdf>.
- F. Lamy, D. Hebbeln & G. Wefer. High-resolution marine record of climatic change in mid-latitude Chile during the last 28,000 years based on terrigenous sediment parameters. *Quaternary Research*, 51(1):83–93, 1999. <http://epic.awi.de/15447/1/Lam1999a.pdf>.
- W. M. Last. Mineralogical analysis of lake sediments. In W. M. Last & J. P. Smol(éds). *Tracking environmental change using lake sediments*, vol. Volume 2, Physical and geochemical methods, p. 143–187. Kluwer Academic Publishers : Dordrecht, Netherlands, 2001. [http://dx.doi.org/10.1007/0-306-47670-3\\_6](http://dx.doi.org/10.1007/0-306-47670-3_6).
- T. Lindell. Hydrographic characteristics. In E. B. Welch(éd.). *Ecological effects of waste water*, p. 17–47. Cambridge Univ Press, Cambridge, 1980.
- J. Liu, Z. Lin, H. Zhang & B. Han. Hydrodynamic change recorded by diatoms in sediments of liuxihe reservoir, southern china. *Journal of Paleolimnology*, 47(1):17–27, 2012. <http://dx.doi.org/10.1007/s10933-011-9543-8>.
- P. Lopez, P. Sirguy, Y. Arnaud, B. Pouyaud & P. Chevallier. Snow cover monitoring in the northern patagonia icefield using modis satellite images (2000-2006). *Global and Planetary Change*, 61(3-4):103–116, 2008. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.07.005>.
- A. F. Lotter & G. Lemcke. Methods for preparing and counting biochemical varves. *Boreas*, 28(2):243–252, 1999. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1502-3885.1999.tb00218.x>.
- A. F. Lotter & C. Bigler. Do diatoms in the swiss alps reflect the length of ice-cover? *Aquatic Sciences*, 62(2):125–141, 2000. [http://igitur-archive.library.uu.nl/bio/2007-0215-200557/lotter\\_00\\_dodiatoms.pdf](http://igitur-archive.library.uu.nl/bio/2007-0215-200557/lotter_00_dodiatoms.pdf).
- B. A. Maher & R. Thompson. *Quaternary climates, environments and magnetism*. Cambridge University Press : Cambridge, United Kingdom, 1999. 390 p. <http://dx.doi.org/10.1017/CB09780511535635>.
- A. Malinverno. Introduction to physical properties. In *Well Logging Principles and Applications G9947 - Seminar in Marine Geophysics*, 2008. [http://www.ldeo.columbia.edu/res/div/mgg/lodos/Education/Logging/slides/Physical\\_properties.pdf](http://www.ldeo.columbia.edu/res/div/mgg/lodos/Education/Logging/slides/Physical_properties.pdf).
- V. Markgraf, C. Whitlock & S. Haberle. Vegetation and fire history during the last 18,000 cal yr b.p. in southern patagonia; mallin pollux, coyhaique, province aisen (45°41'30"s, 71°50'30"w, 640 m elevation). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 254(3-4):492–507, 2007. [http://www.montana.edu/paleoecology/Markgrafetal\\_07\\_Pollux.pdf](http://www.montana.edu/paleoecology/Markgrafetal_07_Pollux.pdf).
- M. Martinic. *De la Trapananda al Aysen*. Pehuén : Santiago, Chile, 2005. 539 p. <http://www.memoriachilena.cl/archivos2/pdfs/MC0053173.pdf>.

- M. H. Masiokas, B. H. Luckman, R. Villalba, A. Ripalta & J. Rabassa. Little ice age fluctuations of glacial río manso in the north patagonian andes of argentina. *Quaternary Research*, 73:96–106, 2010. [http://www.glaciares.org.ar/upload/MasiokasEtAl\\_LIAFluctuationsGlaciarRioMansoQRes2010.pdf](http://www.glaciares.org.ar/upload/MasiokasEtAl_LIAFluctuationsGlaciarRioMansoQRes2010.pdf).
- C. Mayr, M. Fey, T. Haberzettl, S. Janssen, A. Luecke, N. I. Maidana, C. Ohlendorf, F. Schaebitz, G. H. Schleser, U. Struck, M. Wille & B. Zolitschka. Palaeoenvironmental changes in southern patagonia during the last millennium recorded in lake sediments from laguna azul (argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 228(3-4):203–227, 2005. <http://www.geopolar.uni-bremen.de/files/Mayretal.2005.pdf>.
- C. Mayr, A. Luecke, N. I. Maidana, M. Wille, T. Haberzettl, H. Corbella, C. Ohlendorf, F. Schaebitz, M. Fey, S. Janssen & B. Zolitschka. Isotopic fingerprints on lacustrine organic matter from laguna potrok aike (southern patagonia, argentina) reflect environmental changes during the last 16,000 years. *Journal of Paleolimnology*, 42(1):81–102, 2009. <http://dx.doi.org/10.1007/s10933-008-9249-8>.
- F. G. McCormac, A. G. Hogg, P. G. Blackwell, C. E. Buck, T. F. G. Higham & P. J. Reimer. Shcal04 southern hemisphere calibration, 0-11.0 cal kyr bp. *Radiocarbon*, 46(3):1087–1092, 2004. <http://researchcommons.waikato.ac.nz/bitstream/handle/10289/3687/SHCAL04%20SOUTHERN%20HEMISPHERE.pdf?sequence=1>.
- I. Meyer & S. Wagner. The little ice age in southern south america ; proxy and model based evidence. In *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions : From the Last Glacial Maximum to the Holocene*, vol. 14, p. 395–412. Springer Netherlands, Dordrecht, 2009. [http://dx.doi.org/10.1007/978-90-481-2672-9\\_16](http://dx.doi.org/10.1007/978-90-481-2672-9_16).
- P. A. Meyers. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, 114(3-4):289–302, 1994. <http://deepblue.lib.umich.edu/bitstream/2027.42/31544/1/0000467.pdf>.
- P. A. Meyers, M. J. Leenheer & R. A. Bourbonniere. Diagenesis of vascular plant organic matter components during burial in lake sediments. *Aquatic Geochemistry*, 1(1):35–52, 1995. [http://deepblue.lib.umich.edu/bitstream/2027.42/41810/1/10498\\_2004\\_Article\\_BF01025230.pdf](http://deepblue.lib.umich.edu/bitstream/2027.42/41810/1/10498_2004_Article_BF01025230.pdf).
- P. A. Meyers & J. L. Teranes. Sediment organic matter. In W. M. Last & J. P. Smol(éds). *Tracking environmental change using lake sediments*, vol. Volume 2, Physical and geochemical methods, p. 239–269. Kluwer Academic Publishers : Dordrecht, Netherlands, 2001. [http://dx.doi.org/10.1007/0-306-47670-3\\_9](http://dx.doi.org/10.1007/0-306-47670-3_9).
- A. Miller. The climate of chile. In W. Schwerdtfeger & H. E. Landsberg(éds). *Climates of Central and South America*, vol. 12 de *World survey of climatology*, chap. The climate of Chile, p. 113–145. Elsevier, Amsterdam, 1976.
- P. J. Müller & R. Schneider. An automated leaching method for the determination of opal in sediments and particulate matter. *Deep-Sea Research. Part I : Oceanographic Research Papers*, 40(3):425–444, 1993. [http://dx.doi.org/10.1016/0967-0637\(93\)90140-X](http://dx.doi.org/10.1016/0967-0637(93)90140-X).

- A. Montecinos & P. Aceituno. Seasonality of the ENSO-related rainfall variability in central Chile and associated circulation anomalies. *Journal of Climate*, 16(2):281–296, 2003. <http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0442%282003%29016%3C0281%3ASOTERR%3E2.0.CO%3B2>.
- P. I. Moreno. Millennial-scale climate variability in northwest patagonia over the last 15 000 yr. *Journal of Quaternary Science*, 19(1):35–47, 2004. <http://dx.doi.org/10.1002/jqs.813>.
- P. I. Moreno, J. P. Francois, R. P. Villa-Martinez & C. M. Moy. Millennial-scale variability in southern hemisphere westerly wind activity over the last 5000 years in sw patagonia. *Quaternary Science Reviews*, 28(1-2):25–38, 2009. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.10.009>.
- C. M. Moy, P. L. Moreno, R. B. Dunbar, M. R. Kaplan, J.-P. Francois, R. Villalba & T. Haberzettl. Climate change in southern south america during the last two millennia. In *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions : From the Last Glacial Maximum to the Holocene*, vol. 14, p. 353–393. Springer Netherlands, Dordrecht, 2009. [http://www.ieb-chile.cl/uploads/publicaciones/Moy\\_etal\\_2009\\_springer.pdf](http://www.ieb-chile.cl/uploads/publicaciones/Moy_etal_2009_springer.pdf).
- J. A. Naranjo & C. R. Stern. Holocene explosive activity of hudson volcano, southern andes. *Bulletin of Volcanology*, 59(4):291–306, 1998. <http://dx.doi.org/10.1007/s004450050193>.
- J. A. Naranjo & C. R. Stern. Holocene tephrochronology of the southernmost part (42 degrees 30'–45 degrees s) of the andean southern volcanic zone. *Revista Geologica de Chile*, 31(2): 225–240, 2004. [http://www.scielo.cl/scielo.php?pid=S0716-02082004000200003&script=sci\\_arttext](http://www.scielo.cl/scielo.php?pid=S0716-02082004000200003&script=sci_arttext).
- A. J. Nederbragt, P. Francus, J. Bollmann & M. J. Soreghan. Image calibration, filtering, and processing. In P. Francus(éd.). *Image analysis, sediments and paleoenvironments*, vol. 7 de *Developments in paleoenvironmental research*, p. 35–58. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 2004. [http://dx.doi.org/10.1007/1-4020-2122-4\\_3](http://dx.doi.org/10.1007/1-4020-2122-4_3).
- M. New, D. Lister, M. Hulme & I. Maakin. A high-resolution data set of surface climate over global land areas. *Climate Research*, 22:1–25, 2002. <http://www.int-res.com/articles/cr2002/21/c021p001.pdf>.
- R. Niederreiter. Uwitec sampling equipments, 2007. Uwitec. <http://www.uwitec.at/html/frame.html> (sous l'onglet Sediment).
- N. R. Nowaczyk. Logging of magnetic susceptibility. In W. M. Last & J. P. Smol(éds). *Tracking environmental change using lake sediments*, vol. Volume 1 : basin analysis, coring, and chronological techniques, p. 155–170. Kluwer Academic Publishers : Dordrecht, Netherlands, 2001. [http://dx.doi.org/10.1007/0-306-47669-X\\_8](http://dx.doi.org/10.1007/0-306-47669-X_8).
- L. Nuttin. Enregistrement des changements environnementaux dans les sédiments lacustres chiliens (45°–48° s) au cours des derniers millénaires. Mémoire, ULB, ULg, 2008–2009.
- C. Ohlendorf & M. Sturm. A modified method for biogenic silica determination. *Journal of Paleolimnology*, 39(1):137–142, 2008. [http://www.eawag.ch/forschung/surf/publikationen/2007/2007\\_a\\_modified](http://www.eawag.ch/forschung/surf/publikationen/2007/2007_a_modified).

- R. J. Pankhurst & F. Hervé. Introduction and overview. *In* T. Moreno & W. Gibbons(éds). *The Geology of Chile*, p. 1–4. The Geological Society, London, 2007.
- W. Pennington, R. S. Cambray, J. D. Eakins & J. D. Harkness. Radionuclide dating of the recent sediments of blelham tarn. *Freshwater Biology*, 6(4):317–331, 1976. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2427.1976.tb01617.x>.
- N. Preiss, M.-A. Mélières, & M. Pourchet. A compilation of data on lead-210 concentration in surface air and fluxes at the air-surface and water-sediment interfaces. *Journal of Geophysical Research*, 101(D22):28847–28862, 1996. <http://dx.doi.org/10.1029/96JD01836>.
- P. Quintanilla. Estado de recuperación del bosque nativo en una cuenca nordpatagónica de Chile, perturbada por grandes fuegos acaecidos 50 años atrás (44<sup>o</sup>-45<sup>o</sup> s). *Revista de Geografía Norte Grande*, 34:73–92, 2005. [http://www.geo.puc.cl/html/revista/PDF/RGNG\\_N39/art05.pdf](http://www.geo.puc.cl/html/revista/PDF/RGNG_N39/art05.pdf).
- P. Quintanilla, G. Meaza & M. Cuestas. Perturbaciones actuales del bosque norpatagónico chileno derivadas de los efectos de grandes fuegos de medio siglo atrás. estudio preliminar en la cuenca andina del río Figueroa. *Boletín de la A.G.E.*, 47:109–124, 2008. <http://age.ieg.csic.es/boletin/47/05-QUINTANILLA.pdf>.
- P. Reimer, M. Baillie, E. Bard, A. Bayliss, J. Beck, P. Blackwell, C. Ramsey, C. Buck, G. Burr, R. Edwards, M. Friedrich, P. Grootes, T. Guilderson, I. Hajdas, T. Heaton, A. Hogg, K. Hughen, K. Kaiser, B. Kromer, F. McCormac, S. Manning, R. Reimer, D. Richards, J. Southon, S. Talamo, C. Turney, J. van der Plicht & C. Weyhenmeyer. Intcal09 and marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal bp. *Radiocarbon*, 51(4):1111–1150, 2009. [https://darchive.mblwhoilibrary.org/bitstream/handle/1912/4364/\\_1111-1150.pdf?sequence1](https://darchive.mblwhoilibrary.org/bitstream/handle/1912/4364/_1111-1150.pdf?sequence1).
- P. Rivera, O. O. Parra, M. González, V. Dellarossa & M. Orellana. *Manual taxonómico del fitoplancton de aguas continentales (con especial referencia al fitoplancton de Chile)*, vol. IV (Bacillariophyceae). Universidad de Concepción, 1982. 97 p.
- N. Roberts. *The Holocene; an environmental history*. Blackwell Publishers, Oxford, 1998. 316 p.
- F. E. Round, R. M. Crawford & D. G. Mann. *The diatoms; biology & morphology of the genera*. Cambridge Univ. Press : Cambridge, United Kingdom, 1990. 747 p.
- E. A. Sagredo & T. V. Lowell. Climatology of andean glaciers : A framework to understand glacier response to climate change. *Global and Planetary Change*, 86-87:101–109, 2012. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.02.010>.
- J. J. Santisteban, R. Mediavilla, E. Lopez-Pamo, C. J. Dabrio, M. B. Ruiz Zapata, M. J. Gil Garcia, S. Castano & P. E. Martinez-Alfaro. Loss on ignition; a qualitative or quantitative method for organic matter and carbonate mineral content in sediments? *Journal of Paleolimnology*, 32(3):287–299, 2004. [http://eprints.ucm.es/10760/1/2004\\_1\\_Loss\\_ignition\\_JP.pdf](http://eprints.ucm.es/10760/1/2004_1_Loss_ignition_JP.pdf).
- W. Schwerdtfeger. Introduction. *In* W. Schwerdtfeger & H. E. Landsberg(éds). *Climates of Central and South America*, vol. 12 de *World survey of climatology*, chap. The climate of Chile, p. 1–12. Elsevier, Amsterdam, 1976.

- Sernageomin. Mapa geológico de Chile 1 :1.000.000. Publicación Geológica Digital (versión digital no.4). Servicio Nacional de Geología y Minería - Santiago. PDF 25 p., 2003.
- Servicio-Sismológico. Sismos importantes y/o destructivos (1570 - a la fecha) ( magnitud ms mayor o igual a 7.0), 2010. Universidad de Chile, Depto. de Geofísica, Servicio Sismológico. <http://www.sismologia.cl/seismo.html> (sous l'onglet Terremotos).
- G. Siani, C. Colin, E. Michel, M. Carel, T. Richter, C. Kissel & F. Dewilde. Late glacial to holocene terrigenous sediment record in the northern Patagonian margin : Paleoclimate implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297:26–36, 2010. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.07.011>.
- J. P. Smol. *Pollution of lakes and rivers; a paleoenvironmental perspective. 2nd edition*. Blackwell Publishing, United States, 2008. 383 p.
- S. A. Spaulding. Diatoms of the United States : identification guide and ecological resource, 2012. US Geological Survey / Institute of Arctic and Alpine Research. <http://westerndiatoms.colorado.edu/>.
- M. Sterken, E. Verleyen, K. Sabbe, M. De Batist & W. Vyverman. The effect of tephra depositions on diatom productivity and composition in Lago Puyehue, southern Chile. Unpublished, 2012.
- M. Sterken, E. Verleyen, K. Sabbe, G. Terryn, F. Charlet, S. Bertrand, X. Boës, N. Fagel, M. De Batist & W. Vyverman. Late Quaternary climatic changes in southern Chile, as recorded in a diatom sequence of Lago Puyehue (40°40'S). *Journal of Paleolimnology*, 39(3): 219–235, 2008. <http://users.ugent.be/~everleye/Publications/Sterken%20et%20al%20JOL%202007.pdf>.
- C. R. Stern. Holocene tephrochronology record of large explosive eruptions in the southernmost Patagonian Andes. *Bulletin of Volcanology*, 70(4):435–454, 2008. <http://dx.doi.org/10.1007/s00445-007-0148-z>.
- M. Stuiver, P. J. Reimer, E. Bard, J. W. Beck, G. S. Burr, K. A. Hughen, B. Kromer, G. McCormac, J. van der Plicht & M. Spurk. IntCal98 radiocarbon age calibration, 24,000–0 cal BP. *Radiocarbon*, 40(3):1041–1083, 1998. <https://journals.uair.arizona.edu/index.php/radiocarbon/article/viewFile/3781/3206>.
- J. M. Szeicz, B. A. Zeeb, K. D. Bennett & J. P. Smol. High resolution paleoecological analysis of recent disturbance in a southern Chilean Nothofagus forest. *Journal of Paleolimnology*, 20:235–252, 1998. <http://dx.doi.org/10.1023/A:1007950905200>.
- M. R. Talbot. Nitrogen isotopes on palaeolimnology. In W. M. Last & J. P. Smol (éds). *Tracking environmental change using lake sediments*, vol. Volume 2, Physical and geochemical methods, p. 401–439. Kluwer Academic Publishers : Dordrecht, Netherlands, 2001. [http://dx.doi.org/10.1007/0-306-47670-3\\_15](http://dx.doi.org/10.1007/0-306-47670-3_15).
- R. J. Telford, E. Heegaard & H. J. B. Birks. All age-depth models are wrong; but how badly? *Quaternary Science Reviews*, 23(1-2):1–5, 2004a. <http://www.ig.uit.no/norpast2/PDFer%20til%20homepage/Telford%20QSR%2023%2004.pdf>.

- R. J. Telford, P. Barker, S. Metcalfe & A. Newton. Lacustrine responses to tephra deposition ; examples from mexico. *Quaternary Science Reviews*, 23(23-24):2337–2353, 2004b. <http://www.nabohome.org/meetings/glthec/materials/newton/Telfordetal2005.pdf>.
- L. G. Thompson, E. Mosley-Thompson, M. E. Davis, P.-N. Lin, K. Henderson & T. A. Mashiotta. Tropical glacier and ice core evidence of climate change on annual to millennial time scales. *Climatic Change*, 59:137–155, 2003. <http://bprc.osu.edu/Icecore/Thompsonetal-climatic-change-2003.pdf>.
- R. Thompson, R. W. Battarbee, P. E. O’Sullivan & F. Oldfield. Magnetic susceptibility of lake sediments. *Limnology and Oceanography*, 20(5):687–698, 1975. [http://www.aslo.org/lo/toc/vol\\_20/issue\\_5/0687.pdf](http://www.aslo.org/lo/toc/vol_20/issue_5/0687.pdf).
- F. Tobias & A. Wachnicka. Diatom image database, 2012. Periphyton Group, Florida International University. <http://fcelter.fiu.edu/data/database/diatom/>.
- L. Torres, O. Parra, A. Araneda, R. Urrutia, F. Cruces & L. Chirinos. Vegetational and climatic history during the late holocene in lake laja basin (central chile) inferred from sedimentary pollen record. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 149(1-2):18–28, 2008. <http://dx.doi.org/10.1016/j.revpalbo.2007.10.001>.
- R. Urrutia, A. Araneda, F. Cruces, L. Torres, L. Chirinos, H. C. Treutler, N. Fagel, S. Bertrand, I. Alvial, R. Barra & E. Chapron. Changes in diatom, pollen, and chironomid assemblages in response to a recent volcanic event in lake galletué (chilean andes). *Limnologica - Ecology and Management of Inland Waters*, 37(1):49–62, 2007. [http://www.eula.cl/doc/urrutia\\_et al\\_2007\\_limnologica.pdf](http://www.eula.cl/doc/urrutia_et al_2007_limnologica.pdf).
- R. Urrutia, A. Araneda, L. Torres, F. Cruces, C. Vivero, F. Torrejón, R. Barra, N. Fagel & B. Scharf. Late Holocene environmental changes inferred from diatom, chironomid, and pollen assemblages in an Andean lake in Central Chile, Lake Laja (36°S). *Hydrobiologia*, 648(1):207–225, 2010. <http://dx.doi.org/10.1007/s10750-010-0264-1>.
- H. Van Dam, A. Mertens & J. Sinkeldam. A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from the netherlands. *Aquatic Ecology*, 28(1):117–133, 1994. <http://dx.doi.org/10.1007/BF02334251>.
- B. van Geel, C. J. Heusser, H. Renssen & C. J. E. Schuurmans. Climatic change in Chile at around 2700 BP and global evidence for solar forcing : a hypothesis. *Holocene*, 10(5):659–664, 2000. <http://dx.doi.org/10.1191/09596830094908>.
- B. van Geel, J. van der Plicht & H. Renssen. Major delta (super 14) c excursions during the late glacial and early holocene ; changes in ocean ventilation or solar forcing of climate change ? *Quaternary International*, 105:71–76, 2003. [http://dx.doi.org/10.1016/S1040-6182\(02\)00152-0](http://dx.doi.org/10.1016/S1040-6182(02)00152-0).
- P. Vargas, L. Torres, A. Araneda, S. Bertrand, F. Torrejón, P. Jana, N. Fagel & R. Urrutia. Reconstructing the environmental history of lake thompson watershed (northern chilean patagonia) during the last millennium : Interactions between climate, vegetation, and anthropogenic fires. Submitted to Review of Palaeobotany and Palynology, 2012.

- D. J. Verardo, P. N. Froelich & A. McIntyre. Determination of organic carbon and nitrogen in marine sediments using the carlo erba na-1500 analyzer. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 37(1):157–165, 1990. [http://dx.doi.org/10.1016/0198-0149\(90\)90034-S](http://dx.doi.org/10.1016/0198-0149(90)90034-S).
- R. Villa-Martinez, P. I. Moreno & M. A. Valenzuela. Deglacial and postglacial vegetation changes on the eastern slopes of the central patagonian andes (47°s). *Quaternary Science Reviews*, 32:86–99, 2012. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.11.008>.
- R. Villalba. Tree-ring and glacial evidence for the Medieval Warm Epoch and the Little Ice-age in southern South-America. *Climatic Change*, 26(2-3):183–197, 1994. <http://ruby.fgcu.edu/courses/twimberley/EnviroPhilo/TreeRing.pdf>.
- R. Villalba, D. D’Arrigo, E. R. Cook, G. C. Jacoby & G. Wiles. Decadal-scale climatic variability along the extratropical western coast of the americas; evidence from tree-ring records. In V. Markgraf(éd.). *Interhemispheric climate linkages*, p. 155–172. Academic Press : San Diego, CA, United States, 2001.
- R. Villalba, M. Grosjean & T. Kiefer. Long-term multi-proxy climate reconstructions and dynamics in south america (lotred-sa); state of the art and perspectives. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4):175–375, 2009. [http://pages-142.unibe.ch/products/specialissues/LOTRED-SA\\_editorial09.pdf](http://pages-142.unibe.ch/products/specialissues/LOTRED-SA_editorial09.pdf).
- R. Villalba, A. Lara, J. A. Boninsegna, M. Masiokas, S. Delgado, J. C. Aravena, F. A. Roig, A. Schmelter, A. Wolodarsky & A. Ripalta. Large-scale temperature changes across the southern andes; 20th-century variations in the context of the past 400 years. *Climatic Change*, 59(1-2):177–232, 2003. <http://www.glaciologia.cl/textos/villalba03.pdf>.
- R. Villalba, M. Masiokas, T. Kitzberger & J. Boninsegna. Biogeographical consequences of recent climate changes in the southern andes of argentina. In U. M. Huber, H. K. M. Bugmann & M. A. Reasoner(éds). *Global Change and Mountain Regions*, vol. 23 de *Advances in Global Change Research*, p. 157–166. Springer Netherlands, 2005. [http://dx.doi.org/10.1007/1-4020-3508-X\\_16](http://dx.doi.org/10.1007/1-4020-3508-X_16).
- F. Vimeux, P. Ginot, M. Schwikowski, M. Vuille, G. Hoffmann, L. G. Thompson & U. Schotterer. Climate variability during the last 1000 years inferred from Andean ice cores : a review of methodology and recent results. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 281(3-4, Sp. Iss. SI):229–241, 2009. [http://www.atmos.albany.edu/facstaff/mathias/pubs/Vimeux\\_et\\_al\\_2009.pdf](http://www.atmos.albany.edu/facstaff/mathias/pubs/Vimeux_et_al_2009.pdf).
- L. von Gunten, M. Grosjean, J. Beer, P. Grob, A. Morales & R. Urrutia. Age modeling of young non-varved lake sediments : methods and limits. examples from two lakes in central chile. *Journal of Paleolimnology*, 42(3):401–412, 2009. <http://dx.doi.org/10.1007/s10933-008-9284-5>.
- M. J. C. Walker. *Quaternary dating methods*. John Wiley & Sons : Chichester, United Kingdom, 2005. 286 p.
- R. G. Wetzel. *Limnology*. Saunders, Philadelphia, 1975. 743 p.



- L. D. Williams & T. M. L. Wigley. A comparison of evidence for late holocene summer temperature variations in the northern hemisphere. *Quaternary Research*, 20(3):286–307, 1983. Non consulté. [http://dx.doi.org/10.1016/0033-5894\(83\)90014-5](http://dx.doi.org/10.1016/0033-5894(83)90014-5).
- J. A. Wolin. Late holocene lake-level and lake development signals in lower herring lake, michigan. *Journal of Paleolimnology*, 15:19–45, 1996. [http://deepblue.lib.umich.edu/bitstream/2027.42/43074/1/10933\\_2004\\_Article\\_BF00176988.pdf](http://deepblue.lib.umich.edu/bitstream/2027.42/43074/1/10933_2004_Article_BF00176988.pdf).
- J. A. Wolin & H. C. Duthie. Diatoms as indicators of water level change in freshwater lakes. In E. F. Stoermer & J. P. Smol(éds). *The Diatoms : Applications for the Environmental and Earth Sciences*, p. 183–202. Cambridge University Press : Cambridge, United Kingdom, 1999. <http://dx.doi.org/10.1017/CB09780511613005.009>.
- S. Zaragosi, J.-F. Bourillet, F. Eynaud, S. Toucanne, B. Denhard, A. Van Toer & V. Lanfumey. The impact of the last european deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the celtic-armorican margin (bay of biscay). *Geo-Marine Letters*, 26:317–329, 2006. <http://archimer.ifremer.fr/doc/2006/publication-2142.pdf>.

## Annexe A

# Figures

Cette annexe regroupe l'ensemble des figures complémentaires à la bonne compréhension du site d'étude, des méthodes et des résultats obtenus.

Une description lithologique détaillée de la carotte LBb11-A est donnée à la figure A.1.

Enfin, les 12 principaux genres de diatomées caractérisant les sédiments de cette étude sont repris sur deux planches de photographies aux figures A.2 et A.3.

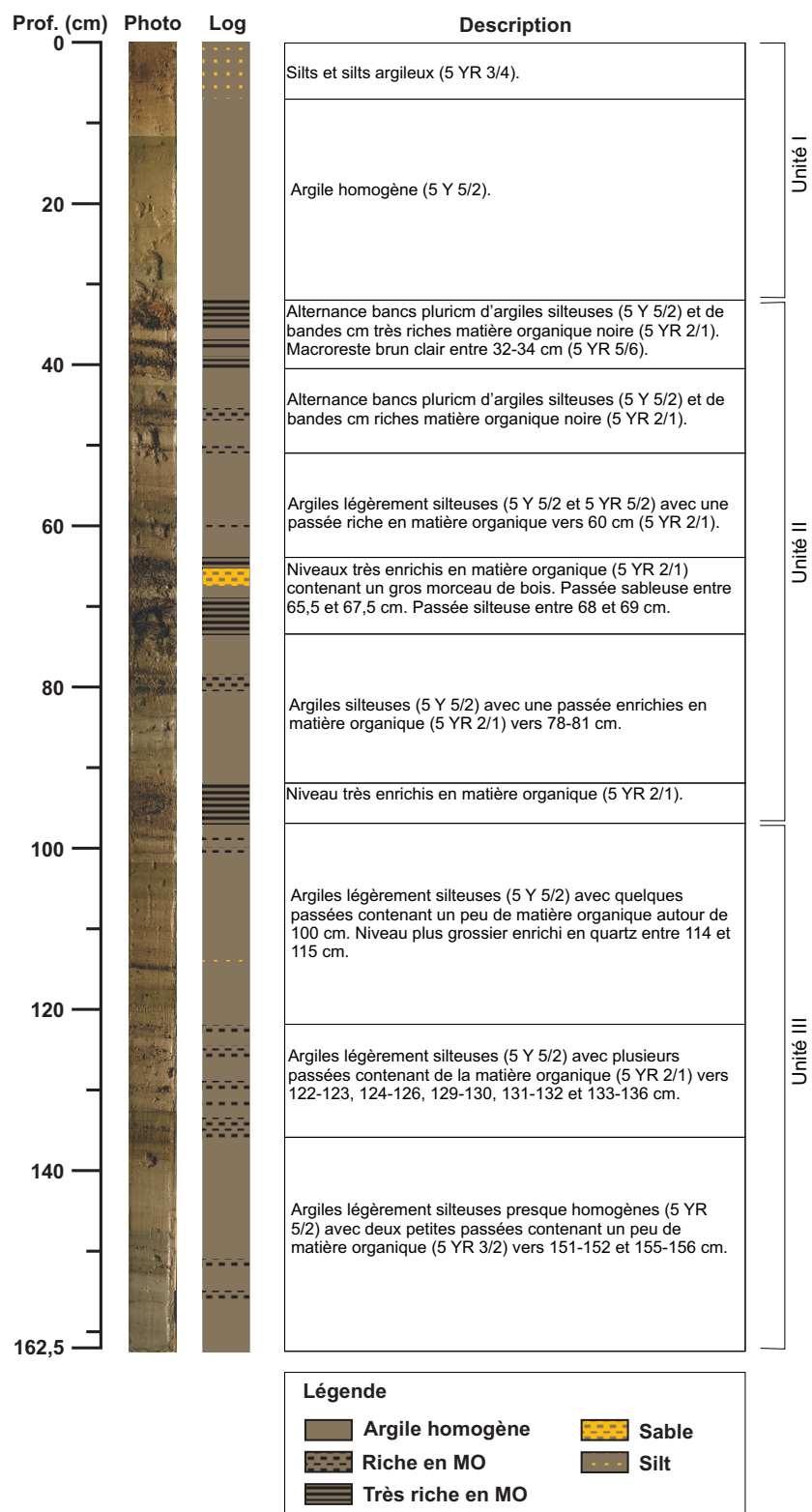


FIGURE A.1 – Description lithologique de la carotte LBb11-A, les couleurs ont été définies en utilisant la charte des couleurs des roches géologiques de Munsell (<http://www.hq.nasa.gov/alsj/GeoRockClrChart.pdf>).

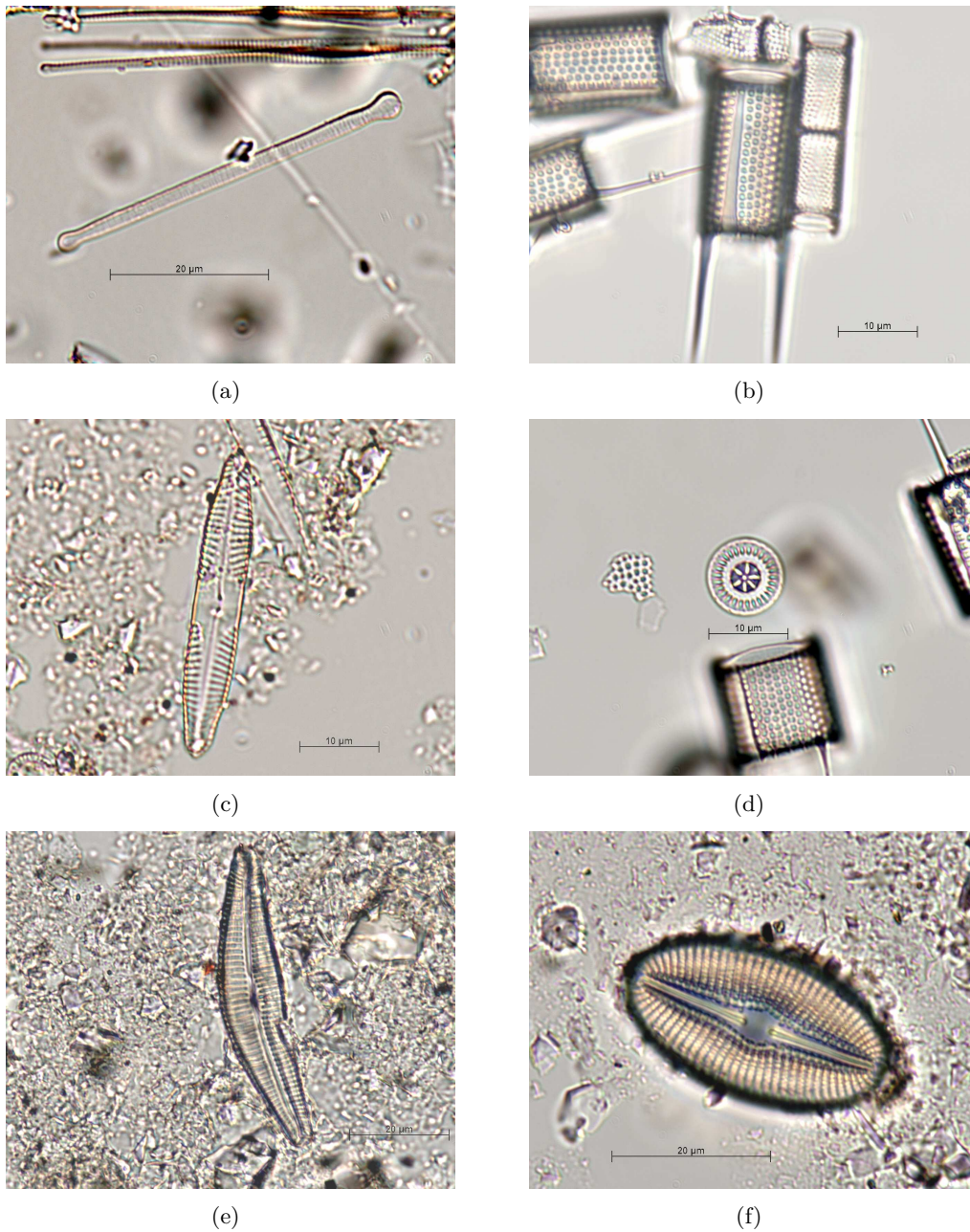


FIGURE A.2 – Photographies des principaux genres de diatomées observés - partie 1. (a) *Asterionella formosa* 40–50µm, (b) *Aulacoseira* dont *Aulacoseira granulata* (gros spécimen de 20µm avec épine), (c) *Caloneis* 40µm, (d) *Cyclotella stelligera* 10µm (valve circulaire), (e) *Cymbella* 60µm, (f) *Diploneis* 30–40µm.

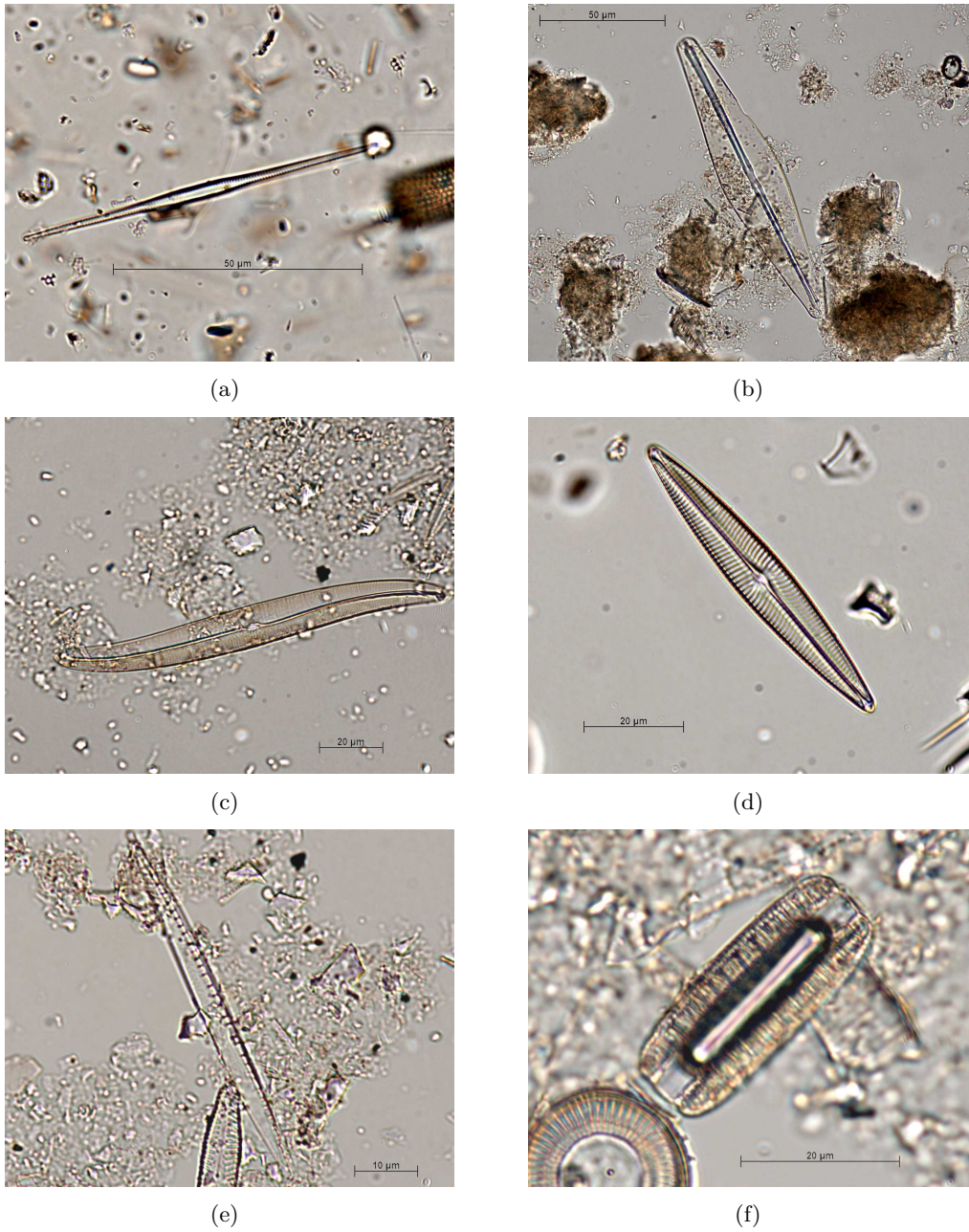


FIGURE A.3 – Photographies des principaux genres de diatomées observés - partie 2. (a) *Fragilaria crotonensis* 70–80µm, (b) *Frustulia* 120–130µm, (c) *Gyrosigma* 120µm, (d) *Navicula* 70µm, (e) *Nitzschia* 50–60µm, (f) *Surirella* 30–40µm (vue connective).

## Annexe B

### Tables

Dans cette annexe figurent une clé d'identification des diatomées et plusieurs tables contenant les données mesurées sur les sédiments et leur éventuel traitement.

#### B.1 Clé d'identification des diatomées



1	Valves circulaires ou semi-circulaires, avec ornements disposés en forme radiales ; auxospores formées par oogamie	
2	Valves avec un anneau marginal de processus	
3	Aréoles avec foramen extérieur et cribles internes	
4	Valves pourvues de stries dans sa partie marginale, partie centrale structurée d'autres formes	<i>Cyclotella</i>
4	Marge valvaire et aire centrale non différenciée ; stries radiales avec aréoles simples dans l'aire centrale et double cercle marginal	<i>Stephanodiscus</i>
3	Aréoles avec foramen intérieur et cribles externes ; axe central communément bien développé ; cellules formant des chaînes ; ornementation spécialement développée dans le manteau valvaire	<i>Melosira</i>
2	Valves sans anneau marginal de processus	
5	Valves circulaires ou elliptiques pourvues d'une seule épine	<i>Rhizosolenia</i>
5	Valves elliptiques pourvues d'épines dans chaque pôle	<i>Attheya</i>
1	Valves allongées ; ornements orientés selon un axe médian (bilatéral) ; formation d'auxospore n'arrivant pas par oogamie	
6	Valves sans raphé	
7	Valves avec côtes transapicales bien développées et des stries fines ; axe apical isopolaire	<i>Diatoma</i>
7	Valves dépourvues de côtes transapicales	
8	Cellules formant des colonies d'aspect brisé, rarement en zig-zag	<i>Asterionella</i>
8	Cellules solitaires ou en colonies avec autres aspects	
9	Axe apical hétéropolaire	<i>Opephora</i>
9	Axe apical isopolaire	
10	Axe apical courbe	<i>Ceratoneis</i>
10	Axe apical droit	
11	Cellule solitaire	<i>Synedra</i>
11	Cellules réunies en longues bandes au moyen des marges des valves	<i>Fragilaria</i>
6	Valves avec raphé	
12	Raphé sur une seule valve	<i>Achnanthes</i>
12	Raphé sur les deux valves	
13	Raphé située en marge de la valve	
14	Raphé courant la valve d'un bout à l'autre	
15	Axe apical courbe ; raphé de chaque valve située sur le côté concave	<i>Hantzschia</i>
15	Axe apical droit (rarement en forme de s) ;	<i>Nitzschia</i>

(suite à la page suivante)

(suite de la page précédente)

	raphé des deux valves du frustule situé en position diagonale opposée	
14	Raphé courant sur les circonferences des deux marges de la valve	
16	Ondulations sur la surface de la valve	<i>Cymatopleura</i>
16	Surface sans ondulations	<i>Surirella</i>
13	Raphé situe sur l'axe apical, rarement de travers sur un côté	
17	Axe apical ou transapical ou deux hétéropolaires	
18	Valves hétéropolaires selon un axe transapical	<i>Gomphonema sp.</i>
18	Valves symétriques selon un axe transapical	
19	Valves fortement arquées dans le sens transapical	<i>Amphora</i>
19	Valves très peu arquées ; nodules terminaux beaucoup plus évidents	<i>Cymbella</i>
17	Axes apicaux et transapicaux isopolaires	
20	Valves sigmoïdes	<i>Gyrosigma</i>
20	Valves non sigmoïdes	
21	Nodule central continué en deux nervures siliceuses qui entourent le raphé, séparées par une aire axiale, un canal longitudinal (un de chaque côté du raphé) de largeur variable et muni de pores	<i>Diploneis</i>
21	Nodule central sans de telles nervures siliceuses, ou si présentes, sans canaux longitudinaux	
22	Extrémités proximales du raphé courbées dans des directions différentes ; extrémités distales généralement en forme de fourche	<i>Neidium</i>
22	Raphé pas bien structuré	
23	Raphé en sandwich entre deux nervures siliceuses ; extrémités proximales éloignées	<i>Amphipleura</i>
23	Raphé non entouré de deux nervures siliceuses	
24	Stries transapicales traversées par une ou plusieurs lignes longitudinales (parfois difficile à reconnaître)	
25	Stries transapicales formées par de grands appareils de type hyalin	<i>Pinnularia</i>
25	Stries transapicales fines	<i>Caloneis</i>
24	Stries transapicales non traversées par des lignes longitudinales	
26	Stries avec aspect hyalin	<i>Pinnularia</i>
26	Stries pas bien structurés, points ou lignes	<i>Navicula</i>

TABLE B.1 – Clé d'identification des diatomées [Rivera *et al.*, 1982].



## B.2 Données de la datation $^{210}\text{Pb}$ et $^{137}\text{Cs}$ des carottes LBt09 et LT08-E

Prof. cm	$^{210}\text{Pb}$ mBq/g	$2\sigma$ mBq/g	$^{210}\text{Pb}_{xs}$ mBq/g	$2\sigma$ mBq/g	$^{137}\text{Cs}$ mBq/g	$2\sigma$ mBq/g
0,5	109,1	12,2	66,9	12,3	16,3	1,8
2,5	95,3	13,0	55,9	13,1	38,9	2,6
5,5	77,7	13,9	29,9	14,0	0,9	1,6
8,5	59,8	7,7	19,8	7,8	0,2	0,9
10,5	52,6	10,0	18,3	10,1	0,1	1,2
12,5	49,3	6,8	13,8	6,9	-0,5	0,8
15,5	43,4	10,6	8,8	10,7	2,2	1,4
18,5	41,2	10,5	5,6	10,5	1,2	1,1
20,5	39,6	10,8	2,5	10,9	1,4	1,1

TABLE B.2 – Données  $^{210}\text{Pb}$  et  $^{137}\text{Cs}$  de la carotte LBt09.

Prof. cm	$^{210}\text{Pb}$ mBq/g	$2\sigma$ mBq/g	$^{210}\text{Pb}_{xs}$ mBq/g	$2\sigma$ mBq/g	$^{137}\text{Cs}$ mBq/g	$2\sigma$ mBq/g
0,25	80,1	12,3	71,6	12,4	1,0	0,8
0,75	41,5	4,3	36,0	4,3	1,6	0,3
1,25	13,0	4,5	5,1	4,6	2,9	0,8
4,25	51,2	4,8	44,9	4,8	1,8	0,3
5,25	20,9	5,4	16,4	5,5	1,4	0,8
6,25	30,4	6,2	22,9	6,2	3,1	0,8
7,25	44,4	12,6	38,6	12,7	3,1	1,3
9,25	22,9	3,2	17,3	3,2	3,0	0,5
15,25	6,6	2,1	2,0	0,0	0,1	0,2

TABLE B.3 – Données  $^{210}\text{Pb}$  et  $^{137}\text{Cs}$  de la carotte LT08-E.

## B.3 Données mesurées pour les carottes LBb11-A, LBt09 et LT08-E

TABLE B.4 – Données de susceptibilités magnétiques pour les carottes LBb11-A, LBt09 et LT08-E.

Prof. (cm)	LBb11-A ( $\text{SI} \times 10^3$ )	LBt09 ( $\text{SI} \times 10^3$ )	LT08-E ( $\text{SI} \times 10^3$ )
0,5	0,25	0,39	0,1
1	0,28	0,48	0,11
1,5	0,27	0,53	0,11
2	0,28	0,57	0,13

(suite à la page suivante)

(suite de la page précédente)

Prof. (cm)	LBb11-A ( $\text{SI} \times 10^3$ )	LBt09 ( $\text{SI} \times 10^3$ )	LT08-E ( $\text{SI} \times 10^3$ )
2,5	0,32	0,58	0,15
3	0,6	0,59	0,155
3,5	0,76	0,61	0,155
4	0,72	0,58	0,155
4,5	0,52	0,57	0,145
5	0,41	0,55	0,15
5,5	0,33	0,46	0,145
6	0,5	0,45	0,145
6,5	0,62	0,44	0,14
7	0,7	0,45	0,15
7,5	0,68	0,47	0,14
8	0,6	0,48	0,13
8,5	0,55	0,48	0,13
9	0,51	0,47	0,12
9,5	0,42	0,46	0,1
10	0,37	0,46	0,12
10,5	0,31	0,41	0,125
11	0,31	0,41	0,12
11,5	0,33	0,42	0,12
12	0,35	0,43	0,105
12,5	0,37	0,42	0,12
13	0,42	0,42	0,15
13,5	0,39	0,43	0,155
14	0,39	0,44	0,185
14,5	0,4	0,46	0,18
15	0,42	0,44	0,185
15,5	0,35	0,44	0,15
16	0,4	0,44	0,155
16,5	0,39	0,46	0,16
17	0,39	0,46	0,135
17,5	0,45	0,52	0,12
18	0,42	0,5	0,115
18,5	0,4	0,51	0,135
19	0,42	0,5	0,145
19,5	0,42	0,52	0,145
20	0,4	0,58	0,13
20,5	0,41	0,56	0,095
21	0,44	0,55	0,1
21,5	0,39	0,53	0,115
22	0,43	0,51	0,095
22,5	0,42	0,51	0,09
23	0,41	0,5	0,095
23,5	0,38	0,48	0,085
24	0,35	0,49	0,08
24,5	0,37	0,53	0,08
25	0,4	0,5	0,085
25,5	0,36	0,54	0,08

(suite à la page suivante)

(suite de la page précédente)

Prof. (cm)	LBb11-A ( $\text{SI} \times 10^3$ )	LBt09 ( $\text{SI} \times 10^3$ )	LT08-E ( $\text{SI} \times 10^3$ )
26	0,35	0,53	0,08
26,5	0,33	0,53	0,08
27	0,29	0,52	0,075
27,5	0,39	0,48	0,075
28	0,38	0,5	0,07
28,5	0,34	0,49	0,065
29	0,37	0,52	0,06
29,5	0,42	0,52	0,065
30	0,44	0,55	0,07
30,5	0,45	0,55	0,06
31	0,51	0,51	0,065
31,5	0,44	0,52	0,065
32	0,28	0,52	0,055
32,5	0,05	0,52	0,06
33	0,03	0,52	0,06
33,5	0,04	0,54	0,065
34	0,06	0,5	0,065
34,5	0,15	0,47	0,06
35	0,25	0,48	0,075
35,5	0,39	0,49	0,08
36	0,36	0,53	0,065
36,5	0,34	0,56	0,065
37	0,27	0,56	0,06
37,5	0,28	0,55	0,055
38	0,51	0,55	0,07
38,5	0,69	0,57	0,07
39	0,98	0,56	0,055
39,5	0,73	0,61	0,06
40	0,4	0,83	0,06
40,5	0,41	0,66	0,05
41	0,39	0,57	0,055
41,5	0,28	0,53	0,055
42	0,36	0,5	0,05
42,5	0,41	0,49	0,045
43	0,36	0,48	0,04
43,5	0,22	0,49	0,05
44	0,25	0,5	0,075
44,5	0,41	0,48	0,08
45	0,41	0,47	0,1
45,5	0,24	0,45	0,11
46	0,18	0,46	0,125
46,5	0,32	0,46	0,135
47	0,38	0,47	0,145
47,5	0,39	0,46	0,16
48	0,48	0,47	0,2
48,5	0,45	0,45	0,3
49	0,48	0,44	0,97

(suite à la page suivante)

(suite de la page précédente)

Prof. (cm)	LBb11-A ( $\text{SI} \times 10^3$ )	LBt09 ( $\text{SI} \times 10^3$ )	LT08-E ( $\text{SI} \times 10^3$ )
49,5	0,52	0,45	5,025
50	0,84	0,44	5,22
50,5	1,17	0,46	0,795
51	0,54	0,45	0,72
51,5	0,42	0,46	0,35
52	0,51	0,46	0,18
52,5	0,43	0,46	0,15
53	0,37	0,46	0,175
53,5	0,38	0,44	0,235
54	0,38	0,43	0,195
54,5	0,35	0,43	0,195
55	0,44	0,44	0,21
55,5	0,35	0,41	0,215
56	0,37	0,41	0,13
56,5	0,49	0,42	0,115
57	0,44	0,42	0,12
57,5	0,4	0,41	0,115
58	0,29	0,41	0,11
58,5	0,33	0,41	0,1
59	0,46	0,4	0,09
59,5	0,55	0,39	0,09
60	0,9	0,4	0,095
60,5	0,35	0,43	0,09
61	0,21	0,46	0,085
61,5	0,26	0,48	0,08
62	0,31	0,48	0,075
62,5	0,37	0,47	0,08
63	0,41	0,45	0,085
63,5	0,53	0,45	0,09
64	0,77	0,46	0,08
64,5	0,48	0,46	0,08
65	0,29	0,47	0,07
65,5	0,48	0,45	0,07
66	1,02	0,43	0,08
66,5	1,09	0,42	0,08
67	0,89	0,4	0,085
67,5	0,42	0,43	0,09
68	0,33	0,44	0,09
68,5	0,47	0,43	0,09
69	0,57	0,43	0,095
69,5	0,31	0,44	0,1
70	0,32	0,45	0,11
70,5	0,04	0,42	0,12
71	0,03	0,41	0,11
71,5	0,07	0,41	0,09
72	0,27	0,39	0,08
72,5	0,26	0,4	0,08

(suite à la page suivante)

(suite de la page précédente)

Prof. (cm)	LBb11-A ( $\text{SI} \times 10^3$ )	LBt09 ( $\text{SI} \times 10^3$ )	LT08-E ( $\text{SI} \times 10^3$ )
73	0,24	0,42	0,08
73,5	0,26	0,42	0,07
74	0,3	0,4	0,08
74,5	0,29	0,36	0,08
75	0,41	0,42	0,08
75,5	0,32	0,43	0,09
76	0,35	0,45	0,09
76,5	0,42	0,45	0,08
77	0,48	0,44	0,09
77,5	0,59	0,47	0,1
78	1,1	0,48	0,1
78,5	0,84	0,46	0,1
79	0,16	0,44	0,1
79,5	0,1	0,46	0,09
80	0,17	0,41	0,085
80,5	0,3	0,41	0,095
81	0,61	0,4	0,09
81,5	0,54	0,41	0,095
82	0,32	0,44	0,095
82,5	0,33	0,41	0,095
83	0,33	0,4	0,1
83,5	0,24	0,4	0,1
84	0,29	0,37	0,095
84,5	0,32	0,37	0,09
85	0,31	0,4	0,09
85,5	0,28	0,38	0,095
86	0,37	0,39	0,095
86,5	0,41	0,39	0,095
87	0,39	0,4	0,085
87,5	0,39	0,4	0,08
88	0,38	0,37	0,08
88,5	0,43	0,34	0,085
89	0,43	0,39	0,08
89,5	0,44	0,41	0,08
90	0,42	0,43	0,09
90,5	0,39	0,41	0,09
91	0,23	0,42	0,09
91,5	0,13	0,44	0,105
92	0,08	0,5	0,11
92,5	0,07	0,46	0,09
93	0,08	0,33	0,105
93,5	0,06	0,3	0,065
94	0,11	0,31	0,06
94,5	0,14	0,3	0,06
95	0,13	0,31	0,07
95,5	0,1	0,33	0,055
96	0,2	0,25	0,05

(suite à la page suivante)

(suite de la page précédente)

Prof. (cm)	LBb11-A ( $\text{SI} \times 10^3$ )	LBt09 ( $\text{SI} \times 10^3$ )	LT08-E ( $\text{SI} \times 10^3$ )
96,5	0,2	0,25	0,075
97	0,34	0,25	0,095
97,5	0,39	0,23	0,11
98	0,35	0,23	0,13
98,5	0,31	0,33	0,15
99	0,41	0,38	0,15
99,5	0,5	0,38	0,145
100	0,8	0,35	0,165
100,5	0,47	0,27	0,21
101	0,36	0,14	0,235
101,5	0,32	0,06	0,29
102	0,33		0,42
102,5	0,41		0,745
103	0,54		1,31
103,5	0,64		1,59
104	0,44		1,775
104,5	0,48		1,805
105	0,52		2,015
105,5	0,43		1,855
106	0,48		0,66
106,5	0,42		0,17
107	0,45		0,11
107,5	0,44		0,1
108	0,45		0,125
108,5	0,4		0,185
109	0,43		0,16
109,5	0,45		0,19
110	0,46		0,13
110,5	0,41		0,105
111	0,42		0,1
111,5	0,46		0,115
112	0,49		0,105
112,5	0,41		0,105
113	0,59		0,135
113,5	0,62		0,17
114	0,93		0,185
114,5	1,38		0,16
115	0,78		0,155
115,5	0,53		0,105
116	0,49		0,11
116,5	0,74		0,185
117	0,95		0,26
117,5	0,64		0,22
118	0,39		0,16
118,5	0,44		0,14
119	0,56		0,13
119,5	0,58		0,125

(suite à la page suivante)

(suite de la page précédente)

Prof. (cm)	LBb11-A ( $\text{SI} \times 10^3$ )	LBt09 ( $\text{SI} \times 10^3$ )	LT08-E ( $\text{SI} \times 10^3$ )
120	0,63		0,13
120,5	0,5		0,125
121	0,43		0,125
121,5	0,34		0,115
122	0,18		0,105
122,5	0,56		0,105
123	0,69		0,12
123,5	0,38		0,105
124	0,31		0,1
124,5	0,26		0,105
125	0,24		0,1
125,5	0,23		0,115
126	0,34		0,145
126,5	0,38		0,105
127	0,39		0,095
127,5	0,33		0,085
128	0,37		0,09
128,5	0,36		0,105
129	0,29		0,095
129,5	0,32		0,09
130	0,42		0,105
130,5	0,4		0,09
131	0,4		0,02
131,5	0,45		
132	0,65		
132,5	0,48		
133	0,46		
133,5	0,35		
134	0,28		
134,5	0,46		
135	0,88		
135,5	0,96		
136	0,73		
136,5	0,43		
137	0,45		
137,5	0,44		
138	0,43		
138,5	0,38		
139	0,44		
139,5	0,46		
140	0,43		
140,5	0,48		
141	0,46		
141,5	0,46		
142	0,44		
142,5	0,45		
143	0,49		

(suite à la page suivante)

(suite de la page précédente)

Prof. (cm)	LBb11-A ( $\text{SI} \times 10^3$ )	LBt09 ( $\text{SI} \times 10^3$ )	LT08-E ( $\text{SI} \times 10^3$ )
143,5	0,51		
144	0,47		
144,5	0,47		
145	0,47		
145,5	0,44		
146	0,41		
146,5	0,4		
147	0,44		
147,5	0,49		
148	0,43		
148,5	0,36		
149	0,33		
149,5	0,43		
150	0,47		
150,5	0,6		
151	0,57		
151,5	0,63		
152	0,84		
152,5	0,62		
153	0,5		
153,5	0,39		
154	0,4		
154,5	0,5		
155	0,56		
155,5	0,54		
156	0,45		
156,5	0,46		
157	0,45		
157,5	0,43		
158	0,55		
158,5	0,53		
159	0,52		
159,5	0,45		
160	0,4		
160,5	0,45		
161	0,49		
161,5	0,44		
162	0,33		
162,5	0,02		
Moyenne	0,43	0,45	0,20
Min	0,02	0,06	0,02
Max	1,38	0,83	5,22



TABLE B.5 – Données de pertes au feu, analyse élémentaire CN et silice biogénique de la carotte LBb11-A.

Prof. (cm)	LOI 550°C(%)	LOI 950°C(%)	C (%)	N (%)	C/N (atomique)	$\delta^{15}\text{N}$	$\delta^{13}\text{C}$	Al (ppm)	Si (ppm)	Si Bio corr. 1,04 (%)
0,5	15,10	1,27	6,27	0,38	18,43	0,85	-26,17	0,51	2,67	2,14
1,5	19,22	1,13								
2,5	16,94	1,22	4,53	0,35	16,67	2,90	-25,98	0,63	2,95	2,30
3,5	16,69	1,92								
4,5	16,72	1,20	8,74	0,44	23,87	1,57	-26,74	0,80	6,54	5,70
5,5	15,61	1,07								
6,5	13,12	1,26	7,08	0,40	20,42	1,80	-26,49	1,06	3,95	2,85
7,5	13,04	1,19								
8,5	12,56	1,30	4,14	0,36	12,97	3,25	-25,40	1,04	5,30	4,22
9,5	10,89	1,29								
10,5	9,53	1,28	3,43	0,28	12,50	1,90	-25,88	0,99	5,69	4,67
11,5	8,22	1,11								
12,5	6,55	1,08	1,95	0,16	14,59	1,09	-26,20	1,13	5,33	4,15
13,5	7,30	1,10								
14,5	7,15	1,10	2,40	0,20	11,67	1,58	-26,16	1,32	6,50	5,12
15,5	7,77	1,02								
16,5	7,14	1,01	2,37	0,19	12,28	2,01	-26,26	1,20	3,26	2,02
17,5	6,60	1,08								
18,5	6,75	1,08	2,34	0,17	13,73	2,44	-26,36	1,32	4,35	2,98
19,5	6,81	1,04								
20,5	12,37	1,20	2,30	0,20	11,67	1,93	-26,26	1,02	4,70	3,64
21,5	6,85	1,20								
22,5	7,19	1,19	2,51	0,21	16,67	2,46	-26,11	1,28	6,25	4,92
23,5	8,46	1,34								
24,5	7,05	1,25	2,44	0,21	11,11	2,32	-26,12	1,46	6,99	5,46
25,5	6,72	1,24								
26,5	6,43	1,29	2,09	0,19	12,28	2,61	-26,20	0,86	4,15	3,26
27,5	7,46	1,27								
28,5	8,29	1,21	3,15	0,25	14,00	1,43	-26,23	0,88	5,50	4,58

(suite à la page suivante)

B.3 Données mesurées pour les carottes LBb11-A, LB109 et LT08-E

(suite de la page précédente)

Prof. (cm)	LOI 550°C(%)	LOI 950°C(%)	C (%)	N (%)	C/N (atomique)	$\delta^{15}\text{N}$	$\delta^{13}\text{C}$	Al (ppm)	Si (ppm)	Si Bio corr. 1,04 (%)
29,5	5,92	1,28								
30,5	7,63	1,37	2,78	0,24	14,59	2,46	-26,35	0,75	5,15	4,37
31,5	8,14	1,41								
32,5	8,22	1,31	3,61	0,27	17,29	2,25	-26,24	0,97	7,43	6,42
33,5	22,29	1,37								
34,5	41,07	0,93	13,07	0,55	27,58	1,51	-26,93	0,80	3,00	2,17
35,5	10,47	1,27								
36,5	9,97	1,37	3,36	0,23	15,22	2,30	-26,42	0,87	2,41	1,51
37,5	24,66	1,22								
38,5	10,69	1,33	3,89	0,32	14,59	2,55	-26,27	1,54	8,34	6,73
39,5	21,17	1,42								
40,5	24,06	1,63	11,07	0,79	16,25	1,47	-26,68	1,28	6,73	5,40
41,5	15,02	1,56								
42,5	11,51	1,61	4,30	0,32	14,59	2,67	-26,46	1,41	4,23	2,76
43,5	10,09	1,63								
44,5	9,80	1,64	3,43	0,27	12,97	2,13	-26,68	0,87	2,14	1,24
45,5	14,82	1,56								
46,5	23,96	1,31	10,95	0,57	22,52	0,77	-27,10	0,82	3,86	3,01
47,5	16,79	1,48								
48,5	12,16	1,61	4,21	0,32	14,59	1,74	-26,76	1,20	3,82	2,57
49,5	7,41	1,57								
50,5	11,98	1,71	4,57	0,41	14,23	3,41	-26,32	1,08	7,07	5,95
51,5	11,46	1,63								
52,5	10,62	1,66	4,07	0,32	14,59	3,35	-26,40	1,36	4,08	2,66
53,5	11,60	1,52								
54,5	13,91	1,61	5,46	0,40	14,59	1,70	-26,62	1,10	6,52	5,37
55,5	13,73	1,66								
56,5	14,99	1,64	6,20	0,41	17,08	1,73	-26,43	1,03	5,70	4,62
57,5	12,96	1,74								
58,5	16,21	1,50	6,69	0,42	19,45	1,60	-26,51	1,07	8,32	7,22
59,5	12,04	1,69								
60,5	17,87	1,78	7,02	0,55	14,85	1,93	-26,38	1,26	9,91	8,60

(suite à la page suivante)

(suite de la page précédente)

Prof. (cm)	LOI 550°C(%)	LOI 950°C(%)	C (%)	N (%)	C/N (atomique)	$\delta^{15}\text{N}$	$\delta^{13}\text{C}$	Al (ppm)	Si (ppm)	Si Bio corr. 1,04 (%)
61,5	13,02	1,70								
62,5	13,17	1,68	5,40	0,37	15,77	3,36	-26,43	1,08	7,95	6,83
63,5	11,82	1,72								
64,5	15,34	1,63	6,18	0,39	17,95	1,47	-26,67	1,09	6,19	5,06
65,5	32,01	1,04								
66,5	13,41	1,44	4,66	0,30	19,45	1,94	-26,05	0,99	6,01	4,98
67,5	3,71	1,14								
68,5	4,99	1,18	1,83	0,16	14,59	3,44	-26,17	0,58	0,62	0,02
69,5	11,93	1,53								
70,5	27,71	1,28	11,13	0,58	22,13	1,78	-26,71	1,00	2,67	1,62
71,5	20,80	1,49								
72,5	24,06	1,48	12,24	0,56	25,01	1,94	-27,06	1,03	1,29	0,22
73,5	15,43	1,48								
74,5	14,52	1,53	5,59	0,37	18,92	1,95	-26,70	1,26	5,89	4,58
75,5	16,90	1,71								
76,5	14,45	1,59	5,42	0,38	15,36	1,40	-26,65	1,09	4,83	3,70
77,5	11,24	1,67								
78,5	16,79	1,83	5,04	0,47	12,41	2,55	-26,28	1,62	3,82	2,13
79,5	24,19	1,32								
80,5	28,97	1,12	11,44	0,53	24,22	0,72	-27,01	1,08	3,31	2,19
81,5	11,44	1,52								
82,5	11,90	1,59	4,28	0,30	15,56	2,27	-26,73	1,17	5,83	4,61
83,5	14,13	1,75								
84,5	13,83	1,57	5,30	0,33	17,68	1,93	-26,73	0,86	3,83	2,93
85,5	9,86	1,78								
86,5	9,94	1,69	3,39	0,25	14,00	2,39	-26,39	1,21	4,91	3,65
87,5	9,14	1,74								
88,5	11,67	1,76	4,78	0,33	17,68	2,00	-26,55	1,29	7,21	5,87
89,5	10,03	1,72								
90,5	8,95	1,64	2,93	0,24	14,59	2,51	-26,37	1,15	7,02	5,83
91,5	11,59	1,47								
92,5	22,21	1,26	10,01	0,50	23,34	1,94	-27,01	0,91	6,69	5,74

(suite à la page suivante)

(suite de la page précédente)

Prof. (cm)	LOI 550°C(%)	LOI 950°C(%)	C (%)	N (%)	C/N (atomique)	$\delta^{15}\text{N}$	$\delta^{13}\text{C}$	Al (ppm)	Si (ppm)	Si Bio corr. 1,04 (%)
93,5	30,61	1,11								
94,5	34,96	1,05	17,02	0,66	30,06	1,18	-27,31	0,77	2,50	1,70
95,5	24,96	1,17								
96,5	25,62	1,17	12,00	0,57	24,57	1,62	-27,09	0,90	4,47	3,53
97,5	19,55	1,25								
98,5	10,98	1,30	4,69	0,32	18,23	2,05	-26,80	0,65	1,13	0,46
99,5	12,07	1,49								
100,5	13,75	1,58	4,94	0,39	14,96	2,93	-26,68	1,51	8,79	7,21
101,5	10,16	1,59								
102,5	9,89	1,54	3,31	0,26	13,47	2,81	-26,55	1,50	4,98	3,42
103,5	9,19	1,50								
104,5	10,45	1,63	3,69	0,29	16,10	2,82	-26,71	1,45	2,41	0,90
105,5	9,35	1,55								
106,5	11,79	1,57	4,35	0,32	14,59	2,61	-26,83	1,13	4,69	3,52
107,5	10,06	1,50								
108,5	10,11	1,56	3,56	0,28	16,67	2,62	-26,49	0,98	10,94	9,92
109,5	10,41	1,66								
110,5	11,80	1,64	4,49	0,33	14,15	2,42	-26,59	1,05	10,05	8,96
111,5	10,47	1,75								
112,5	11,66	1,74	4,19	0,33	14,15	3,00	-26,38	1,18	5,59	4,36
113,5	11,87	1,68								
114,5	13,96	1,81	4,89	0,46	12,68	3,51	-26,59	1,31	4,67	3,30
115,5	9,42	1,77								
116,5	9,77	1,68	3,78	0,27	17,29	4,63	-26,75	0,88	4,63	3,71
117,5	8,29	1,51								
118,5	10,21	1,76	3,85	0,30	15,56	2,67	-26,40	1,16	1,90	0,69
119,5	12,58	1,80								
120,5	8,81	1,54	2,83	0,23	15,22	2,67	-26,89	1,20	3,68	2,42
121,5	8,97	1,72								
122,5	16,03	1,58	7,15	0,37	22,08	1,97	-26,33	0,85	1,60	0,72
123,5	12,77	1,69								
124,5	9,13	1,70	3,22	0,25	14,00	2,72	-26,68	1,06	6,52	5,42

(suite à la page suivante)

(suite de la page précédente)

Prof. (cm)	LOI 550°C(%)	LOI 950°C(%)	C (%)	N (%)	C/N (atomique)	$\delta^{15}\text{N}$	$\delta^{13}\text{C}$	Al (ppm)	Si (ppm)	Si Bio corr. 1,04 (%)
125,5	15,99	1,65								
126,5	14,16	1,69	5,39	0,35	16,67	2,87	-27,22	0,99	3,40	2,37
127,5	11,08	1,63								
128,5	10,41	1,62	4,22	0,29	16,10	3,42	-26,81	1,02	5,23	4,17
129,5	13,25	1,61								
130,5	12,68	1,58	5,20	0,34	17,16	2,76	-26,69	0,93	9,62	8,65
131,5	10,69	1,78								
132,5	12,82	1,64	5,03	0,36	16,21	3,06	-26,79	1,08	3,83	2,71
133,5	9,46	1,70								
134,5	12,41	1,65	4,50	0,28	20,84	2,64	-27,05	0,84	9,18	8,30
135,5	13,80	1,73								
136,5	13,46	1,91	4,83	0,41	14,23	3,73	-26,50	1,51	5,95	4,38
137,5	12,48	1,65								
138,5	11,42	1,71	4,62	0,34	17,16	3,16	-26,72	1,08	1,06	-0,07
139,5	8,79	1,81								
140,5	8,03	1,87	2,75	0,22	15,91	3,50	-26,43	1,06	9,14	8,04
141,5	7,88	1,80								
142,5	7,74	1,82	2,50	0,21	11,11	1,85	-26,49	1,06	8,67	7,56
143,5	7,53	1,84								
144,5	7,21	1,85	2,15	0,17	13,73	2,33	-26,64	1,24	5,38	4,09
145,5	8,14	1,73								
146,5	8,17	1,85	2,60	0,19	18,43	2,26	-26,50	1,11	5,28	4,12
147,5	9,49	1,80								
148,5	10,02	1,75	3,56	0,26	17,95	2,63	-26,76	1,36	4,12	2,71
149,5	10,63	1,81								
150,5	9,63	1,74	3,30	0,23	15,22	2,58	-26,81	1,06	4,52	3,42
151,5	9,30	1,69								
152,5	12,91	1,59	4,88	0,31	18,82	3,27	-25,63	1,29	9,14	7,79
153,5	8,85	1,72								
154,5	6,19	1,65	1,92	0,15	15,56	3,97	-26,29	1,28	7,93	6,60
155,5	7,30	1,63								
156,5	9,45	1,68	3,19	0,25	14,00	2,81	-26,58	1,34	8,81	7,42

(suite à la page suivante)

(suite de la page précédente)

Prof. (cm)	LOI 550°C(%)	LOI 950°C(%)	C (%)	N (%)	C/N (atomique)	$\delta^{15}\text{N}$	$\delta^{13}\text{C}$	Al (ppm)	Si (ppm)	Si Bio corr. 1,04 (%)
157,5	6,92	1,71								
158,5	7,05	1,71	1,93	0,17	13,73	2,42	-26,35	1,29	7,62	6,28
159,5	8,46	1,73								
160,5	8,09	1,76	2,78	0,22	15,91	2,80	-26,46	1,15	7,80	6,60
161,5	6,30	1,74	1,53	0,14	16,67	2,58	-26,29			
Moyenne	12,56	1,52	4,94	0,33	16,53	2,37	-26,52	1,09	5,38	4,25
Min	3,71	0,93	1,53	0,14	11,11	0,72	-27,31	0,51	0,62	-0,07
Max	41,07	1,92	17,02	0,79	30,06	4,63	-25,40	1,62	10,94	9,92

TABLE B.6 – Données de pertes au feu, analyse élémentaire CN et silice biogénique de la carotte LBt09.

Prof. (cm)	LOI 550°C	LOI 950°C	Densité sèche (g/cm <sup>3</sup> )	C (%)	N (%)	C/N (atom)	$\delta^{13}\text{C}$	Al (mg/L)	Si (mg/L)	Si Bio corr. 0,46 (%)
0,5	5,92	1,64	0,65	1,40	0,09	17,76		2,11	6,69	5,98
1,5	6,60	0,00	0,68					1,68	5,99	6,28
2,5	7,81	1,89	0,71	1,58	0,09	20,49		1,78	5,63	5,05
3,5	8,94	1,85	0,70					0,44	2,71	3,00
4,5	7,92	1,56	0,70	1,86	0,10	21,93		1,58	3,65	2,87
5,5	5,12	1,47	0,78					2,10	4,47	3,98
6,5	4,07	1,41	0,84	0,91	0,07	14,55		2,19	4,57	3,68
7,5	3,91	1,41	0,87					1,55	3,11	2,81
8,5	3,73	1,34	0,92	0,45	0,04	14,59		2,02	3,35	2,70
9,5	3,69	1,28	0,95					1,67	2,75	2,01
10,5	3,69	1,22	0,91	0,37	0,03	15,99	−25,91	2,07	3,53	2,44
11,5	3,17	1,80	0,91					1,59	1,62	0,80
12,5	3,79	1,25	0,93	0,27	0,03	12,60	−25,48	1,73	2,82	1,87
13,5	3,50	1,22	0,93					2,05	2,55	1,60
14,5	3,47	1,21	0,95	0,24	0,03	11,20	−25,22	2,59	3,23	2,22
15,5	3,28	1,22	0,91					1,81	2,99	2,31
16,5	3,14	1,24	0,93	0,26	0,02	12,64	−25,62	2,41	4,32	3,65
17,5	2,57	1,89	0,92					3,39	6,01	4,58
18,5	2,98	1,15	0,94	0,29	0,03	13,54	−25,82	2,42	5,14	4,60
19,5	3,03	1,11	0,95					3,27	6,87	5,97
20,5	3,02	1,18	0,94	0,31	0,03	13,40	−26,05	3,19	5,40	3,66
21,5	2,86	1,17	0,98					2,81	5,33	3,73
22,5	2,99	1,17	0,97	0,32	0,03	13,34	−26,40	2,33	4,68	3,91
23,5	2,02	1,97	0,96					2,51	5,39	4,44
24,5	3,09	1,15	0,94	0,50	0,03	23,34	−28,13	3,24	6,81	5,24
25,5	2,91	1,23	0,97					3,36	7,72	6,52
26,5	2,76	1,18	0,98	0,20	0,02	10,15	−24,81	2,99	6,81	6,46
27,5	2,74	1,25	1,01					3,21	7,35	7,01
28,5	2,96	1,22	0,97	0,21	0,02	11,14	−25,38	2,34	6,89	5,31

(suite à la page suivante)

(suite de la page précédente)

Prof. (cm)	LOI 550°C	LOI 950°C	Densité sèche (g/cm <sup>3</sup> )	C (%)	N (%)	C/N (atom)	$\delta^{13}\text{C}$	Al (mg/L)	Si (mg/L)	Si Bio corr. 0,46 (%)
29,5	2,64	0,29	0,92					2,82	9,80	8,82
30,5	2,79	1,30	0,94	0,24	0,02	13,34	-25,04	2,95	12,90	11,24
31,5	2,84	1,34	0,91					2,78	6,78	6,62
32,5	2,79	1,33	0,94	0,24	0,02	12,18	-25,23	3,32	10,50	9,73
33,5	2,88	1,47	0,91					2,71	9,72	9,68
34,5	3,19	1,37	0,89	0,33	0,03	12,42	-25,29	3,15	13,20	11,94
35,5	2,83	1,60	0,93					3,31	15,10	13,70
36,5	2,66	1,60	0,94	0,29	0,03	12,09	-25,37	2,50	16,20	13,28
37,5	2,69	1,64	0,92					3,40	18,40	17,97
38,5	2,47	1,54	0,93	0,28	0,00	81,69	-24,56	2,21	18,70	18,59
39,5	3,34	1,01	0,92					3,39	22,20	24,02
40,5	3,41	1,02	0,94	0,27	0,03	11,25	-24,52	2,58	24,50	23,17
41,5	3,34	1,02	0,92					2,73	24,40	27,47
42,5	3,39	0,96	0,88	0,25	0,02	12,68	-24,99	3,39	26,60	26,13
43,5	3,14	1,15	0,91					2,34	27,80	25,30
44,5	3,43	1,09	0,89	0,28	0,03	10,89	-23,67	2,47	33,10	28,73
45,5	3,52	1,10	0,88					2,97	35,60	35,96
46,5	3,49	1,14	0,90	0,37	0,03	13,93	-23,64	2,49	9,71	8,03
47,5	4,07	1,13	0,90					2,67	11,60	8,98
48,5	4,03	1,14	0,89	0,32	0,03	11,67	-22,68	2,56	13,30	13,05
49,5	3,48	1,08	0,90					2,83	14,70	12,60
50,5	3,45	1,09	0,97	0,57	0,04	19,01		1,93	17,80	16,07
51,5	3,12	1,45	0,99					2,95	18,20	16,67
52,5	3,40	1,29	0,96	0,29	0,03	10,26	-21,96	2,22	17,60	17,26
53,5	3,64	1,24	0,94					2,14	16,60	16,99
54,5	3,38	1,21	0,96	0,28	0,03	10,21	-21,42	2,05	18,00	20,58
55,5	3,55	1,13	0,92					1,97	22,30	22,13
56,5	3,45	1,23	0,96	0,37	0,03	14,39	-23,17	2,36	23,40	24,15
57,5	3,14	1,25	0,99					1,42	22,60	26,43
58,5	3,17	1,31	0,95	0,36	0,03	16,16	-23,90	1,26	22,40	25,58
59,5	3,94	1,13	0,97					2,40	26,30	24,15
60,5	3,73	1,18	0,96	0,37	0,03	13,08	-22,73	2,10	28,80	26,55

(suite à la page suivante)



(suite de la page précédente)

Prof. (cm)	LOI 550°C	LOI 950°C	Densité sèche (g/cm <sup>3</sup> )	C (%)	N (%)	C/N (atom)	$\delta^{13}\text{C}$	Al (mg/L)	Si (mg/L)	Si Bio corr. 0,46 (%)
61,5	3,95	1,13	0,97					2,56	9,03	8,24
62,5	3,41	1,12	0,98	0,26	0,03	11,67	-22,07	2,19	7,12	5,52
63,5	2,97	1,44	0,99					3,67	10,60	10,80
64,5	2,85	1,52	0,99	0,32	0,02	17,78	-24,11	2,51	8,27	8,69
65,5	3,29	1,13	1,01					1,81	9,02	8,88
66,5	3,03	2,75	0,93	0,27	0,02	14,32	-23,99	2,38	7,66	6,91
67,5	3,06	1,33	0,83					2,35	11,10	11,24
68,5	3,28	1,28	0,59	0,32	0,03	12,45	-22,79	2,51	7,32	5,48
69,5	3,70	1,27	0,97					2,58	9,33	8,47
70,5	2,47	1,26	0,96	0,31	0,03	12,06	-22,41	3,05	10,10	10,54
71,5	3,38	1,20	0,98					1,88	8,91	9,30
72,5	3,36	1,13	1,01	0,17	0,01	16,53	-23,80	2,81	10,60	10,48
73,5	3,69	1,20	1,00					2,11	10,60	9,42
74,5	3,28	1,32	0,99	0,26	0,02	15,17	-23,49	2,13	8,40	7,93
75,5	3,30	1,29	0,97					2,31	7,98	6,49
76,5	3,31	1,18	0,95	0,27	0,02	13,70	-23,20	2,06	8,72	7,30
77,5	3,62	1,17	0,98					2,38	4,53	4,14
78,5	3,55	1,19	0,99	0,27	0,01	22,51	-24,38	1,81	4,71	3,67
79,5	3,74	1,25	0,99					2,82	5,51	4,29
80,5	3,24	1,13	1,05	0,24	0,02	14,00	-26,42	2,16	3,71	2,72
81,5	3,39	1,18	1,04					1,90	3,94	2,83
82,5	3,44	1,20	1,03	0,47	0,02	23,85	-25,22	1,29	4,17	3,67
83,5	3,41	1,17	0,98					2,45	4,74	4,28
84,5	3,65	1,15	1,00	0,30	0,02	23,34	-23,51	1,59	4,25	3,94
85,5	3,40	1,26	0,99					2,48	4,33	3,16
86,5	3,76	1,27	0,96	0,32	0,01	31,12	-22,87	1,51	4,22	3,35
87,5	3,52	1,27	0,95					2,23	5,04	3,62
88,5	4,03	0,99	0,98	0,36	0,02	24,71	-22,28	2,16	5,10	3,53
89,5	3,84	1,01	0,95					2,24	4,76	3,26
90,5	3,91	1,06	0,92	0,41	0,02	28,15	-22,67	2,47	5,49	4,16
91,5	4,03	1,01	0,94					2,53	5,73	4,13
92,5	4,13	0,98	0,96	0,33	0,01	29,62	-22,61	2,40	5,25	4,47

(suite à la page suivante)

(suite de la page précédente)

Prof. (cm)	LOI 550°C	LOI 950°C	Densité sèche (g/cm <sup>3</sup> )	C (%)	N (%)	C/N (atom)	$\delta^{13}\text{C}$	Al (mg/L)	Si (mg/L)	Si Bio corr. 0,46 (%)
93,5	3,71	1,02	1,07					2,88	6,52	5,75
94,5	4,03	1,00	0,56	0,44	0,01	51,35	-23,45	3,58	6,84	6,52
95,5	3,90	1,04	1,14					3,11	5,92	4,55
96,5	3,80	1,02	0,92	0,45	0,03	19,45	-23,04	2,78	5,58	4,63
97,5	3,75	1,02	0,91					3,14	5,78	4,03
98,5	4,01	0,99	0,96	0,27	0,01	35,01	-23,59	2,56	3,96	3,39
99,5	3,54	0,98	0,96					2,48	4,62	4,23
100,5	3,51	1,06	0,97	0,24	0,01	56,02	-23,15	3,02	5,04	3,16
101,5	3,44	1,04	0,99					3,98	6,40	4,08
102,5	3,50	1,06	1,01	0,27	0,01	26,26	-22,93			
103,5	3,45	1,03	1,00					3,21	6,10	4,87
104,5	3,51	1,13	1,00	0,24	0,00	93,36	-22,94	2,15	3,93	2,91
Moyenne	3,57	1,24	0,93	0,40	0,03	20,65	-24,08	2,45	9,89	9,13
Min	2,02	0,00	0,56	0,17	0,00	10,15	-28,13	0,44	1,62	0,80
Max	8,94	2,75	1,14	1,86	0,10	93,36	-21,42	3,98	35,60	35,96

TABLE B.7 – Données de pertes au feu, analyse élémentaire CN et silice biogénique de la carotte LT08-E.

Prof. (cm)	Densité sèche (g/cm <sup>3</sup> )	C (%)	N (%)	C/N (atom)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{15}\text{N}$	Al (mg/l)	SiO <sub>2</sub> (mg/l)	Si Bio corr. 4,65 (%)
0,5	0,26	7,53	1,07	8,24	-29,81	2,90	0,76	107,0	47,20
1,5	0,26	6,95	0,98	8,29	-30,21	3,21	0,91	95,3	40,90
2,5	0,28	7,14	0,98	8,48	-30,06	3,63	0,80	106,0	47,42
3,5	0,28	7,17	0,93	8,96	-30,09	3,73	0,81	101,0	44,39
4,5	0,28	7,10	0,94	8,84	-30,01	3,73	0,82	89,9	38,88
5,5	0,28	7,11	0,98	8,47	-30,02	3,71	0,87	90,7	39,27
6,5	0,26	7,25	0,94	8,97	-29,92	3,99	0,83	91,1	39,79
7,5	0,25	7,08	0,94	8,75	-29,55	3,62	0,97	88,2	37,71
8,5	0,25	6,83	0,91	8,75	-29,49	3,50	0,77	93,4	41,19
9,5	0,25	6,68	0,84	9,29	-29,33	3,60	0,90	96,6	42,34
10,5	0,26	6,83	0,87	9,15	-29,66	3,57	0,95	93,3	40,01
11,5	0,27	6,16	0,80	8,93	-29,76	3,36	0,93	97,3	41,91
12,5	0,27	6,00	0,76	9,26	-29,37	3,49	1,08	93,5	40,22
13,5	0,30	5,19	0,68	8,94	-29,29	3,37	1,08	94,3	40,13
14,5	0,34	4,64	0,59	9,13	-29,29	3,52	1,33	83,9	33,48
15,5	0,29	5,35	0,67	9,26	-29,32	3,51	1,03	93,1	39,38
16,5	0,27	5,62	0,69	9,49	-29,22	3,66	1,06	102,0	43,69
17,5	0,26	5,84	0,72	9,45	-29,28	3,64	0,88	106,0	46,60
18,5	0,26	6,03	0,75	9,37	-28,72	3,86	0,78	107,0	48,02
19,5	0,26	6,41	0,77	9,68	-28,95	3,92	0,84	102,0	44,55
20,5	0,26	6,36	0,76	9,78	-28,90	3,90	0,82	112,0	49,34
21,5	0,26						0,66	76,5	33,40
22,5	0,26	6,58	0,81	9,46	-29,00	3,94	0,76	110,0	49,30
23,5	0,24						0,64	125,0	56,45
24,5	0,25	6,08	0,71	9,94	-29,29	4,07	0,60	122,0	55,25
25,5	0,25						0,69	129,0	58,75
26,5	0,25	5,93	0,69	10,07	-29,10	3,83	0,57	126,0	57,68
27,5	0,26						0,72	133,0	59,83
28,5	0,26	6,16	0,73	9,90	-28,88	4,07	0,62	132,0	60,41

(suite à la page suivante)

(suite de la page précédente)

Prof. (cm)	Densité sèche (g/cm <sup>3</sup> )	C (%)	N (%)	C/N (atom)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{15}\text{N}$	Al (mg/l)	SiO <sub>2</sub> (mg/l)	Si Bio corr. 4,65 (%)
29,5	0,25						0,49	140,0	65,01
30,5	0,26	5,58	0,68	9,60	-29,10	3,92	0,49	142,0	65,36
31,5	0,27						0,75	121,0	54,58
32,5	0,27	5,88	0,72	9,48	-28,96	3,68	0,56	132,0	60,14
33,5	0,27						0,70	135,0	61,73
34,5	0,28	5,80	0,73	9,31	-28,01	3,38	0,61	141,0	65,37
35,5	0,29						0,61	136,0	62,56
36,5	0,29	5,28	0,67	9,24	-28,80	3,41	0,53	149,0	69,30
37,5	0,29						0,58	154,0	71,93
38,5	0,29	5,53	0,66	9,74	-28,94	3,90	0,59	156,0	71,15
39,5	0,29						0,57	157,0	72,82
40,5	0,30	5,07	0,64	9,27	-28,64	3,83	0,49	177,0	82,26
41,5	0,31						0,57	168,0	77,17
42,5	0,32	4,96	0,58	9,97	-29,09	3,45	0,57	140,0	64,59
43,5	0,35						0,51	149,0	68,82
44,5	0,39	4,43	0,56	9,21	-28,83	2,98	0,49	152,0	70,30
45,5	0,37						0,61	143,0	65,80
46,5	0,36	4,91	0,62	9,19	-28,60	2,71	0,73	136,0	61,06
47,5	0,36						0,70	125,0	56,91
48,5	0,35	4,98	0,59	9,93	-28,70	2,79	0,83	118,0	52,40
49,5	0,45						0,88	108,0	47,59
50,5	0,61	1,82	0,24	8,81	-29,06	3,00	0,80	97,3	43,11
51,5	0,40						0,79	125,0	56,71
52,5	0,39	4,12	0,55	8,74	-29,24	3,32	0,81	135,0	60,80
53,5	0,39						0,78	124,0	55,59
54,5	0,42	3,70	0,50	8,59	-29,20	3,60	0,88	114,0	50,49
55,5	0,42						0,99	101,0	43,44
56,5	0,33	3,94	0,49	9,41	-29,30	3,80	0,74	126,0	56,46
57,5	0,33						0,62	136,0	62,38
58,5	0,32	3,78	0,52	8,54	-29,23	3,24	0,64	142,0	64,89
59,5	0,30						0,54	129,0	59,13
60,5	0,30	4,00	0,53	8,88	-29,26	3,59	0,55	130,0	59,72

(suite à la page suivante)

(suite de la page précédente)

Prof. (cm)	Densité sèche (g/cm <sup>3</sup> )	C (%)	N (%)	C/N (atom)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{15}\text{N}$	Al (mg/l)	SiO <sub>2</sub> (mg/l)	Si Bio corr. 4,65 (%)
61,5	0,30						0,60	105,0	47,35
62,5	0,29	4,44	0,55	9,48	-28,75	3,79	0,53	130,0	59,90
63,5	0,30						0,66	130,0	59,19
64,5	0,30	4,31	0,55	9,15	-28,69	3,37	0,56	117,0	53,56
65,5	0,29						0,49	126,0	57,65
66,5	0,30	4,17	0,55	8,92	-28,97	3,06	0,53	122,0	56,10
67,5	0,31						0,45	121,0	55,63
68,5	0,32	4,35	0,55	9,17	-28,98	3,01	0,62	113,0	51,35
69,5	0,33						0,48	118,0	53,59
70,5	0,34	4,69	0,58	9,37	-28,82	2,92	0,50	113,0	51,38
71,5	0,30						0,52	119,0	54,46
72,5	0,31	4,69	0,57	9,58	-28,62	3,00	0,55	128,0	58,59
73,5	0,33						0,52	121,0	56,01
74,5	0,33	4,50	0,56	9,45	-28,79	3,24	0,51	117,0	53,60
75,5	0,33						0,42	137,0	63,88
76,5	0,30	5,11	0,66	9,08	-28,52	3,25	0,58	137,0	62,52
77,5	0,33						0,54	138,0	63,44
78,5	0,32	4,71	0,60	9,21	-28,65	3,16	0,55	135,0	62,37
79,5	0,33						0,46	132,0	61,02
80,5	0,34	4,68	0,61	8,96	-28,75	3,11	0,71	137,0	62,23
81,5	0,34						0,43	127,0	59,04
82,5	0,32	4,62	0,55	9,75	-28,81	3,06	0,53	137,0	62,95
83,5	0,32						0,54	137,0	63,00
84,5	0,32	4,61	0,56	9,61	-28,79	3,16	0,42	134,0	62,47
85,5	0,32						0,49	137,0	63,31
86,5	0,31	4,65	0,56	9,74	-28,64	3,01	0,53	133,0	60,85
87,5	0,31						0,60	125,0	56,99
88,5	0,32	4,71	0,56	9,75	-28,78	3,02	0,56	130,0	59,41
89,5	0,32						0,61	130,0	59,48
90,5	0,33	4,66	0,55	9,81	-28,71	3,11	0,59	126,0	58,00
91,5	0,32						0,50	123,0	56,44
92,5	0,32	4,60	0,56	9,53	-28,67	3,13	0,62	147,0	67,57

(suite à la page suivante)

(suite de la page précédente)

Prof. (cm)	Densité sèche (g/cm <sup>3</sup> )	C (%)	N (%)	C/N (atom)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{15}\text{N}$	Al (mg/l)	SiO <sub>2</sub> (mg/l)	Si Bio corr. 4,65 (%)
93,5	0,33						0,65	150,0	68,58
94,5	0,32	4,89	0,62	9,15	-28,57	3,24	0,54	151,0	69,92
95,5	0,34						0,41	162,0	76,26
96,5	0,32	5,15	0,59	10,17	-28,66	3,28	0,50	173,0	81,27
97,5	0,37						0,45	184,0	85,95
98,5	0,36	5,15	0,62	9,74	-28,96	2,74	0,56	179,0	82,60
99,5	0,35						0,66	162,0	74,17
100,5	0,35	5,06	0,64	9,23	-28,61	2,91	0,79	160,0	73,00
101,5	0,36						0,90	144,0	64,28
102,5	0,38	4,92	0,60	9,56	-28,93	2,79	0,86	102,0	45,05
103,5	0,49						1,18	90,1	37,54
104,5	0,64	2,31	0,30	9,08	-28,72	2,66	1,57	58,4	20,39
105,5	0,67						1,22	78,3	31,40
106,5	0,61	2,24	0,29	8,93	-28,74	2,65	0,95	95,1	40,96
107,5	0,43						0,51	140,0	63,90
108,5	0,36	4,36	0,57	8,93	-28,86	3,03	1,27	55,7	20,60
109,5	0,38						0,72	102,0	45,07
110,5	0,36	4,64	0,57	9,46	-28,75	2,99	0,40	127,0	58,89
111,5	0,35						0,52	122,0	55,93
112,5	0,36	4,76	0,60	9,25	-28,80	2,99	0,55	137,0	62,98
113,5	0,36						0,68	111,0	49,84
114,5	0,37	4,59	0,58	9,16	-28,68	3,00	0,60	127,0	57,58
115,5	0,37						0,67	107,0	47,73
116,5	0,37	4,71	0,60	9,22	-28,71	2,98	0,61	117,0	53,36
117,5	0,46						0,63	127,0	57,50
118,5	0,39	3,86	0,52	8,69	-29,05	3,18	0,60	127,0	58,33
119,5	0,34						0,42	145,0	67,30
120,5	0,32	4,12	0,56	8,55	-29,05	3,36	0,39	132,0	61,17
121,5	0,31						0,49	144,0	66,44
122,5	0,32	4,53	0,54	9,73	-29,19	3,46	0,46	130,0	59,56
123,5	0,33						0,56	148,0	68,53
124,5	0,31	3,91	0,50	9,05	-29,03	3,45	0,36	137,0	64,08

(suite à la page suivante)

(suite de la page précédente)

Prof. (cm)	Densité sèche (g/cm <sup>3</sup> )	C (%)	N (%)	C/N (atom)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{15}\text{N}$	Al (mg/l)	SiO <sub>2</sub> (mg/l)	Si Bio corr. 4,65 (%)
125,5	0,33						0,43	137,0	63,76
126,5	0,34	4,32	0,56	8,93	-29,01	3,70	0,36	159,0	74,41
127,5	0,33						0,31	162,0	75,86
128,5	0,34	4,23	0,51	9,77	-29,60	3,38	0,39	159,0	74,44
129,5	0,34						0,49	152,0	69,96
130,5	0,33	4,29	0,52	9,60	-29,36	3,38	0,59	144,0	66,13
Moyenne	0,33	7,53	1,07	10,17	-28,01	4,07	0,66	125,6	56,99
Min	0,24	1,82	0,24	8,24	-30,21	2,65	0,31	55,7	20,39
Max	0,67	5,12	0,65	9,26	-29,06	3,36	1,57	184,0	85,95

TABLE B.8 – Données de la diffraction des rayons-X pour les carottes LBb11-A, LBt09 et LT08-E.

Prof. (cm)	Amorphe	Amphibole	Argile totale	Calcite	Chlorite	Cristobalite	Feldspath-K	Mica	Plagioclase	Pyroxène	Quartz
LBb11-A											
0,5		3,24	22,06	0,00	12,30	18,57	4,82	15,68	9,50	8,85	4,98
3,5		6,42	32,17	0,00	16,35	0,00	7,28	16,04	8,60	5,95	7,19
9,5		2,03	23,13	0,00	15,96	10,89	7,98	20,96	8,51	6,48	4,06
15,5		3,68	24,93	0,00	12,77	13,25	6,15	18,90	8,00	6,59	5,73
19,5		3,53	23,84	0,00	13,70	9,72	5,01	23,63	8,20	5,12	7,24
25,5		3,10	26,16	0,00	11,54	16,68	6,18	15,30	9,91	4,49	6,63
29,5		4,93	26,93	0,00	10,15	9,27	6,54	19,21	10,18	7,79	5,00
33,5		3,27	29,81	0,00	12,20	12,17	7,09	14,19	7,06	6,16	8,05
40,5		6,38	27,63	2,05	8,90	17,29	5,62	13,95	7,38	6,17	4,62
45,5		3,88	31,01	0,00	9,93	9,14	6,22	17,37	8,22	5,08	9,16
49,5		2,77	25,44	0,00	11,94	8,64	5,61	24,77	9,35	5,71	5,77
55,5		3,93	29,07	0,00	14,01	5,35	6,56	17,65	8,37	6,43	8,64
60,5		4,56	22,17	1,81	10,63	14,79	11,02	13,59	7,42	8,22	5,79
67,5		2,69	16,74	0,00	9,33	4,83	5,26	16,49	33,83	4,04	6,81
74,5		6,44	22,01	0,00	14,65	6,67	5,74	15,77	16,44	5,50	6,78
78,5		5,82	27,49	1,07	9,34	9,27	5,25	18,07	10,83	5,15	7,71
79,5		2,96	28,75	1,66	12,47	8,21	5,67	19,85	7,76	7,19	5,48
85,5		2,67	20,12	0,86	12,15	13,00	5,53	28,07	8,73	4,25	4,62
89,5		3,60	16,10	1,09	13,18	9,57	16,19	20,89	7,76	5,82	5,80
95,5		4,19	19,11	1,91	10,76	12,49	6,97	16,48	10,05	6,23	11,81
100,5		3,09	24,11	0,97	13,57	8,14	9,37	20,22	9,60	5,10	5,85
103,5		4,14	24,09	0,98	10,73	11,82	9,52	17,81	9,17	4,41	7,34
109,5		3,15	22,02	1,58	10,71	15,35	5,11	19,58	9,94	5,33	7,24
114,5		2,29	22,60	1,43	12,41	9,54	5,56	19,59	10,94	6,95	8,70
120,5		4,44	23,03	1,90	10,03	16,67	6,38	17,91	9,64	4,64	5,35
125,5		4,03	22,81	1,49	11,51	18,01	8,33	15,56	7,26	4,61	6,37
129,5		6,47	24,23	0,92	12,58	12,34	6,01	16,98	9,52	5,87	5,07
135,5		4,17	24,49	1,14	10,43	13,28	7,17	21,11	7,93	4,28	5,99

(suite à la page suivante)

B.3 Données mesurées pour les carottes LBb11-A, LBt09 et LT08-E



(suite de la page précédente)

Prof. (cm)	Amorphe	Amphibole	Argile totale	Calcite	Chlorite	Cristobalite	Feldspath-K	Mica	Plagioclase	Pyroxène	Quartz
140,5		3,93	11,20	0,92	17,33	12,95	5,97	25,38	9,44	6,20	6,68
145,5		4,08	19,73	1,51	7,90	14,86	5,72	25,09	11,15	4,57	5,40
149,5		3,53	16,29	1,91	10,38	16,55	6,26	18,49	10,07	3,86	12,67
155,5		4,08	19,03	1,00	12,55	16,68	5,14	19,74	10,30	5,00	6,47
161,5		3,35	27,40	1,21	9,96	12,06	6,02	15,39	14,11	4,06	6,45
Moyenne		3,96	23,51	0,83	11,89	11,76	6,77	18,78	10,16	5,64	6,71
Min		2,03	11,20	0,00	7,90	0,00	4,82	13,59	7,06	3,86	4,06
Max		6,47	32,17	2,05	17,33	18,57	16,19	28,07	33,83	8,85	12,67
LBt09											
1		0,05	0,14		0,03	0,24	0,08	0,19	0,16		0,10
2		0,05	0,14		0,03	0,24	0,07	0,18	0,17		0,12
3		0,05	0,18		0,02	0,26	0,13	0,16	0,12		0,08
4		0,04	0,16		0,02	0,22	0,06	0,18	0,16		0,16
5		0,04	0,17		0,04	0,26	0,09	0,18	0,13		0,08
6		0,07	0,14		0,07	0,14	0,07	0,30	0,13		0,08
7		0,05	0,12		0,06	0,21	0,08	0,27	0,11		0,09
8		0,06	0,17		0,04	0,26	0,06	0,17	0,12		0,11
9		0,06	0,13		0,05	0,22	0,06	0,27	0,12		0,10
10		0,05	0,10		0,05	0,22	0,07	0,22	0,13		0,15
11		0,06	0,09		0,05	0,22	0,07	0,29	0,13		0,09
12		0,06	0,09		0,06	0,22	0,07	0,26	0,14		0,10
13		0,05	0,09		0,05	0,23	0,08	0,26	0,13		0,11
14		0,11	0,12		0,09	0,14	0,11	0,11	0,15		0,18
15		0,06	0,10		0,05	0,22	0,07	0,25	0,12		0,12
16		0,06	0,08		0,05	0,21	0,09	0,27	0,16		0,08
17		0,04	0,10		0,04	0,20	0,21	0,19	0,12		0,09
18		0,05	0,10		0,05	0,17	0,06	0,25	0,27		0,06
19		0,05	0,13		0,05	0,22	0,08	0,22	0,14		0,11
20		0,07	0,11		0,06	0,23	0,09	0,26	0,10		0,08
21		0,07	0,16		0,06	0,19	0,08	0,20	0,13		0,10
22		0,06	0,29		0,05	0,19	0,08	0,19	0,09		0,05
23		0,06	0,11		0,07	0,18	0,07	0,26	0,14		0,10

(suite à la page suivante)

(suite de la page précédente)

Prof. (cm)	Amorphe	Amphibole	Argile totale	Calcite	Chlorite	Cristobalite	Feldspath-K	Mica	Plagioclase	Pyroxène	Quartz
24		0,06	0,34		0,05	0,19	0,08	0,17	0,07		0,04
26		0,06	0,15		0,06	0,26	0,07	0,18	0,13		0,10
28		0,07	0,20		0,06	0,20	0,07	0,18	0,13		0,09
29		0,05	0,18		0,05	0,23	0,06	0,18	0,14		0,09
30		0,05	0,37		0,05	0,19	0,09	0,14	0,07		0,03
32		0,11	0,12		0,08	0,14	0,11	0,12	0,15		0,18
36		0,05	0,39		0,03	0,19	0,09	0,14	0,07		0,03
38		0,06	0,41		0,01	0,20	0,09	0,14	0,07		0,03
40		0,05	0,21		0,06	0,18	0,05	0,24	0,11		0,09
42		0,06	0,21		0,04	0,21	0,07	0,17	0,15		0,10
44		0,05	0,23		0,07	0,21	0,05	0,15	0,13		0,10
46		0,04	0,17		0,07	0,27	0,06	0,13	0,12		0,15
50		0,05	0,32		0,06	0,21	0,07	0,15	0,08		0,05
52		0,05	0,38		0,07	0,19	0,08	0,11	0,07		0,04
53		0,06	0,16		0,05	0,23	0,05	0,18	0,12		0,13
54		0,05	0,38		0,08	0,19	0,08	0,11	0,07		0,04
58		0,07	0,26		0,07	0,23	0,04	0,17	0,09		0,07
60		0,05	0,16		0,07	0,20	0,08	0,16	0,15		0,13
62		0,05	0,15		0,03	0,17	0,11	0,20	0,16		0,14
64		0,05	0,14		0,07	0,21	0,05	0,16	0,15		0,17
66		0,04	0,24		0,07	0,18	0,07	0,20	0,12		0,08
68		0,04	0,14		0,06	0,28	0,04	0,18	0,12		0,14
70		0,05	0,17		0,06	0,17	0,07	0,18	0,13		0,15
72		0,04	0,17		0,06	0,24	0,05	0,16	0,15		0,13
74		0,06	0,12		0,08	0,18	0,09	0,18	0,16		0,13
78		0,05	0,18		0,05	0,21	0,06	0,19	0,12		0,13
79		0,05	0,20		0,04	0,24	0,06	0,13	0,16		0,12
80		0,05	0,13		0,09	0,23	0,00	0,26	0,15		0,10
84		0,05	0,16		0,05	0,22	0,05	0,18	0,18		0,10
88		0,05	0,34		0,03	0,21	0,09	0,14	0,09		0,05
90		0,05	0,20		0,07	0,25	0,00	0,17	0,11		0,14
92		0,05	0,26		0,06	0,24	0,00	0,16	0,14		0,10

(suite à la page suivante)

(suite de la page précédente)

Prof. (cm)	Amorphe	Amphibole	Argile totale	Calcite	Chlorite	Cristobalite	Feldspath-K	Mica	Plagioclase	Pyroxène	Quartz
94		0,06	0,22		0,06	0,19	0,00	0,12	0,22		0,13
96		0,04	0,25		0,06	0,23	0,06	0,15	0,11		0,09
98		0,05	0,38		0,00	0,22	0,09	0,13	0,08		0,04
100		0,06	0,18		0,08	0,28	0,00	0,17	0,12		0,12
102		0,06	0,16		0,07	0,29	0,05	0,16	0,09		0,12
Moyenne		0,05	0,19		0,05	0,21	0,07	0,19	0,13		0,10
Min		0,04	0,08		0,00	0,14	0,00	0,11	0,07		0,03
Max		0,11	0,41		0,09	0,29	0,21	0,30	0,27		0,18
LT08-E											
0,5	0,43		0,39	0,00			0,09		0,07		0,02
5,5	0,51		0,39	0,00			0,00		0,07		0,03
10,5	0,43		0,44	0,00			0,00		0,10		0,03
15,5	0,51		0,39	0,02			0,00		0,06		0,02
20,5	0,79		0,00	0,05			0,00		0,11		0,05
25,5	0,48		0,42	0,00			0,00		0,07		0,02
30,5	0,50		0,39	0,02			0,00		0,06		0,03
35,5	0,49		0,34	0,01			0,08		0,06		0,02
40,5	0,50		0,41	0,02			0,00		0,05		0,02
45,5	0,52		0,38	0,00			0,00		0,07		0,02
50,5	0,44		0,42	0,02			0,00		0,11		0,02
55,5	0,53		0,35	0,02			0,00		0,07		0,02
60,5	0,82		0,00	0,00			0,00		0,14		0,05
65,5	0,51		0,40	0,00			0,00		0,06		0,03
70,5	0,51		0,41	0,00			0,00		0,05		0,03
75,5	0,48		0,43	0,00			0,00		0,06		0,02
80,5	0,50		0,40	0,00			0,00		0,08		0,02
100,5	0,46		0,43	0,00			0,00		0,09		0,02
105,5	0,00		0,00	0,00			0,00		0,94		0,06
110,5	0,78		0,00	0,00			0,00		0,18		0,04
115,5	0,82		0,00	0,00			0,00		0,15		0,03
120,5	0,83		0,00	0,00			0,00		0,11		0,05
Moyenne	0,54		0,29	0,01			0,01		0,13		0,03

(suite à la page suivante)

*(suite de la page précédente)*

Prof. (cm)	Amorphe	Amphibole	Argile totale	Calcite	Chlorite	Cristobalite	Feldspath-K	Mica	Plagioclase	Pyroxène	Quartz
Min	0,00		0,00	0,00			0,00		0,05		0,02
Max	0,83		0,44	0,05			0,09		0,94		0,06

TABLE B.9 – Dates et taux de sédimentation calculés pour les carottes LT08-E et LBt09.

Prof. (cm)	Temps (AD/BC)	TS (cm/a)	Temps (AD)	TS (cm/a)
	LT08-E		LBt09	
0,5	2003	0,13	2008	0,13
1,5	1996	0,13	1998	0,13
2,5	1988	0,14	1982	0,13
3,5	1981	0,14	1955	0,13
4,5	1974	0,15	1951	0,13
5,5	1968	0,15	1946	0,13
6,5	1961	0,15	1942	0,13
7,5	1955	0,16	1937	0,13
8,5	1949	0,16	1932	0,13
9,5	1943	0,17	1927	0,13
10,5	1937	0,17	1920	0,13
11,5	1931	0,18	1913	0,13
12,5	1926	0,18	1904	0,13
13,5	1920	0,19	1895	0,13
14,5	1915	0,19	1884	0,13
15,5	1910	0,20	1867	0,06
16,5	1905	0,20	1836	0,03
17,5	1900	0,21	1802	0,03
18,5	1896	0,21	1765	0,03
19,5	1891	0,22	1726	0,03
20,5	1887	0,22	1684	0,02
21,5	1882	0,23	1640	0,02
22,5	1878	0,24	1594	0,02
23,5	1874	0,24	1546	0,02
24,5	1870	0,25	1496	0,02
25,5	1866	0,25	1444	0,02
26,5	1862	0,26	1390	0,02
27,5	1858	0,26	1334	0,02

(suite à la page suivante)

(suite de la page précédente)

Prof. (cm)	Temps (AD/BC)	TS (cm/a)	Temps (AD)	TS (cm/a)
	LT08-E		LBt09	
28,5	1855	0,27	1277	0,02
29,5	1851	0,27	1217	0,02
30,5	1847	0,28	1156	0,02
31,5	1844	0,29	1093	0,02
32,5	1840	0,29	1029	0,02
33,5	1837	0,29	963	0,02
34,5	1834	0,30	895	0,01
35,5	1830	0,30	826	0,01
36,5	1827	0,31	756	0,01
37,5	1824	0,31	685	0,01
38,5	1821	0,31	612	0,01
39,5	1817	0,31	538	0,01
40,5	1814	0,32	463	0,01
41,5	1811	0,32	386	0,01
42,5	1808	0,32	309	0,01
43,5	1805	0,32	231	0,01
44,5	1802	0,32	152	0,01
45,5	1799	0,32	72	0,01
46,5	1795	0,32	−9	0,01
47,5	1792	0,31	−91	0,01
48,5	1789	0,31	−173	0,01
49,5	1786	0,31	−256	0,01
50,5	1782	0,31	−339	0,01
51,5	1779	0,30	−423	0,01
52,5	1776	0,30	−507	0,01
53,5	1772	0,30	−592	0,01
54,5	1769	0,29	−677	0,01
55,5	1766	0,29	−762	0,01
56,5	1762	0,28	−848	0,01
57,5	1758	0,28	−934	0,01
58,5	1755	0,27	−1019	0,01
59,5	1751	0,27	−1105	0,01

(suite à la page suivante)

(suite de la page précédente)

Prof. (cm)	Temps (AD/BC)	TS (cm/a)	Temps (AD)	TS (cm/a)
	LT08-E		LBt09	
60,5	1747	0,26	−1191	0,01
61,5	1743	0,25	−1277	0,01
62,5	1739	0,25	−1363	0,01
63,5	1735	0,24	−1448	0,01
64,5	1731	0,24	−1534	0,01
65,5	1727	0,23	−1619	0,01
66,5	1722	0,23	−1703	0,01
67,5	1718	0,22	−1788	0,01
68,5	1713	0,22	−1871	0,01
69,5	1708	0,21	−1955	0,01
70,5	1703	0,20	−2037	0,01
71,5	1698	0,20	−2119	0,01
72,5	1693	0,19	−2201	0,01
73,5	1688	0,19	−2281	0,01
74,5	1682	0,18	−2361	0,01
75,5	1677	0,18	−2440	0,01
76,5	1671	0,17	−2518	0,01
77,5	1665	0,17	−2595	0,01
78,5	1659	0,16	−2671	0,01
79,5	1653	0,16	−2746	0,01
80,5	1646	0,15	−2820	0,01
81,5	1639	0,15	−2892	0,01
82,5	1633	0,15	−2963	0,01
83,5	1626	0,14	−3033	0,01
84,5	1618	0,14	−3102	0,01
85,5	1611	0,13	−3169	0,01
86,5	1603	0,13	−3235	0,02
87,5	1596	0,13	−3299	0,02
88,5	1588	0,12	−3361	0,02
89,5	1579	0,12	−3422	0,02
90,5	1571	0,12	−3481	0,02
91,5	1562	0,11	−3538	0,02

(suite à la page suivante)

(suite de la page précédente)

Prof. (cm)	Temps (AD/BC)	TS (cm/a)	Temps (AD)	TS (cm/a)
	LT08-E		LBt09	
92,5	1553	0,11	−3594	0,02
93,5	1544	0,11	−3647	0,02
94,5	1534	0,11	−3699	0,02
95,5	1525	0,10	−3748	0,02
96,5	1515	0,10	−3796	0,02
97,5	1505	0,10	−3841	0,02
98,5	1494	0,10	−3885	0,02
99,5	1483	0,09	−3925	0,02
100,5	1472	0,09	−3964	0,03
101,5	1461	0,09	−4000	0,03
102,5	1450	0,09	−4034	0,03
103,5	1438	0,08	−4066	0,03
104,5	1426	0,08	−4095	0,03
105,5	1413	0,08		
106,5	1400	0,08		
107,5	1387	0,08		
108,5	1374	0,07		
109,5	1360	0,07		
110,5	1346	0,07		
111,5	1332	0,07		
112,5	1317	0,07		
113,5	1302	0,07		
114,5	1287	0,07		
115,5	1271	0,06		
116,5	1255	0,06		
117,5	1239	0,06		
118,5	1222	0,06		
119,5	1205	0,06		
120,5	1187	0,06		
121,5	1169	0,06		
122,5	1151	0,05		
123,5	1132	0,05		

(suite à la page suivante)



*(suite de la page précédente)*

Prof. (cm)	Temps (AD/BC)	TS (cm/a)	Temps (AD)	TS (cm/a)
	LT08-E		LBt09	
124,5	1113	0,05		
125,5	1094	0,05		
126,5	1074	0,05		
127,5	1054	0,05		
128,5	1033	0,05		
129,5	1012	0,05		
130,5	990	0,05		

TABLE B.10 – Abondances relatives (%) des genres de diatomées dans la carotte LBb11-A.

Prof. (cm)	Achnanthes	Achnantheidium	Amphipleura	Amphora	Asterionella	Aulacoseira	Caloneis	Cyclotella	Cymbella	Diatoma	Diploneis	Eunotia	Fragilaria	Frustulia	Gyrosigma	Navicula	Nitzschia	Pinnularia	Planothidium	Stauroneis	Staurosira	Surirella	Tabellaria
0,5	2	13	0	3	0	4	2	14	7	1	3	0	14	2	2	14	9	3	1	0	0	1	1
9,5	1	6	0	1	0	21	1	21	16	0	6	0	10	0	3	8	3	0	0	0	0	1	0
19,5	0	4	0	0	2	2	1	28	14	0	5	0	10	5	1	10	6	1	0	0	0	6	0
29,5	1	5	0	2	0	20	2	24	11	0	3	0	5	4	2	8	6	1	0	0	0	2	0
34,5	1	8	0	2	0	3	5	15	21	0	10	0	11	2	2	9	4	1	0	0	1	3	0
39,5	2	8	0	0	0	16	0	18	14	0	2	0	14	1	0	8	12	0	1	0	0	1	0
44,5	0	7	0	1	1	2	3	17	14	0	14	0	8	5	1	9	8	1	2	0	0	5	0
49,5	0	3	0	1	0	5	2	19	27	0	6	0	6	5	3	5	7	2	0	0	0	7	0
54,5	1	10	0	0	0	6	3	29	6	0	9	0	5	4	2	6	8	3	2	0	0	3	0
59,5	0	9	0	1	0	5	2	24	7	0	11	0	3	3	5	14	7	1	0	0	0	5	0
64,5	0	9	0	1	0	2	1	26	8	0	4	0	8	2	7	13	9	0	0	0	0	7	0
69,5	1	9	0	0	0	0	4	23	10	0	8	0	4	2	5	15	9	3	0	0	1	4	0
74,5	0	9	0	4	0	3	4	25	7	0	13	0	1	3	7	12	4	2	0	0	0	4	0
79,5	1	7	0	1	0	2	3	24	13	0	8	0	2	2	8	11	9	2	0	0	0	4	0
84,5	0	5	0	2	1	0	5	25	10	0	13	0	2	5	9	10	4	3	0	0	0	4	0
89,5	0	5	0	0	0	0	7	21	9	0	17	0	3	3	7	9	4	4	0	0	0	4	0
99,5	0	6	0	2	0	2	5	23	10	0	11	0	2	8	7	7	6	3	0	0	0	5	0
109,5	0	4	0	1	0	0	5	21	10	0	10	0	2	4	14	13	5	1	0	0	0	5	0
119,5	0	4	0	0	0	0	2	27	11	0	12	0	1	4	8	8	11	2	0	0	0	6	0
129,5	0	7	0	0	0	0	3	23	12	0	11	0	3	4	6	11	7	4	0	0	1	4	0
139,5	0	4	0	0	0	0	3	25	10	0	16	0	1	6	7	10	6	4	0	0	0	5	0
149,5	0	4	0	0	0	5	3	26	11	0	9	0	0	6	6	8	8	3	0	0	1	5	0
159,5	0	3	0	1	0	2	3	21	13	0	11	0	2	5	10	11	5	3	0	0	1	6	0
Moy.	<b>0,7</b>	<b>6,6</b>	0,1	<b>1,2</b>	0,3	<b>4,5</b>	<b>3,3</b>	<b>22,6</b>	<b>11,8</b>	0,2	<b>9,3</b>	0,0	<b>5,3</b>	<b>3,9</b>	<b>5,5</b>	<b>10,0</b>	<b>7,0</b>	<b>2,3</b>	0,4	0,1	0,4	<b>4,4</b>	0,1

TABLE B.11 – Abondances relatives (%) des genres de diatomées dans la carotte Lb09.

Prof. (cm)	Achnanthes	Achnanthidium	Amphipleura	Amphora	Asterionella	Aulacoseira	Caloneis	Cyclotella	Cymbella	Diatoma	Diploneis	Fragilaria	Frustulia	Gomphonema	Gyrosigma	Navicula	Nitzschia	Pinnularia	Stauroneis	Staurosira	Surirella
0,5	0	5	0	2	0	0	0	24	6	0	7	21	0	0	8	11	2	0	0	1	9
9,5	0	2	0	1	0	1	2	26	11	0	11	11	5	0	6	8	3	4	0	0	5
19,5	2	1	0	0	0	0	0	41	10	0	21	2	1	0	1	12	4	0	1	1	6
21,5	1	3	0	1	0	3	5	27	12	0	19	1	2	0	5	6	5	5	0	1	7
23,5	2	1	0	1	0	0	3	26	14	0	18	2	1	0	5	10	7	0	0	1	8
25,5	0	4	0	1	0	1	1	23	13	0	13	1	4	0	4	5	9	4	0	2	11
27,5	1	2	1	4	1	1	3	33	11	0	12	2	3	0	7	9	8	0	1	2	5
29,5	0	2	0	1	0	1	3	22	11	0	14	1	1	0	9	8	12	2	0	1	9
34,5	1	1	0	1	0	0	2	29	12	0	16	3	3	0	3	10	8	1	0	2	6
39,5	0	2	0	2	0	1	4	24	9	0	20	2	2	0	8	5	9	3	0	0	7
42,5	1	1	0	1	0	0	4	43	8	0	12	3	1	0	3	3	14	2	0	0	2
44,5	1	4	0	0	0	0	2	27	6	0	13	0	3	0	10	4	17	2	0	1	7
46,5	0	2	0	0	0	0	1	19	11	0	19	0	2	0	10	10	14	1	0	1	6
49,5	0	0	0	1	0	0	2	22	15	0	15	1	2	0	12	8	10	0	0	1	10
54,5	0	4	0	0	0	0	4	23	13	0	16	0	0	0	11	9	11	2	0	0	5
57,5	1	2	0	0	0	0	4	22	10	0	15	0	3	0	10	5	13	0	0	1	12
59,5	2	1	0	0	0	0	2	19	13	0	19	0	3	0	7	7	14	1	0	1	9
61,4	0	1	0	0	0	0	5	21	14	0	13	0	0	0	11	4	16	2	0	1	9
63,5	3	5	0	1	0	0	3	28	9	2	5	0	0	0	3	5	22	0	0	1	8
69,5	1	3	0	1	0	1	6	24	10	0	12	1	2	0	5	7	12	2	0	1	9
79,5	2	4	0	2	0	0	4	20	6	0	20	1	2	0	9	6	11	2	0	1	5
89,5	0	2	0	0	0	1	4	20	8	0	21	0	0	0	15	7	9	1	0	1	6
99,5	1	3	0	2	0	0	3	20	8	0	23	0	2	0	10	6	9	0	0	0	9
Moy.	0,9	2,6	0,1	1,2	0,1	0,5	3,1	25,3	10,5	0,2	15,5	2,3	2,0	0,0	7,7	7,4	10,5	1,7	0,1	1,1	7,5

TABLE B.12 – Abondances relatives (%) des genres de diatomées dans la carotte LT08-E.

Prof. (cm)	Achnanthes	Asterionella	Aulacoseira	Cyclotella	Cymbella	Diploneis	Fragilaria	Gomphonema	Navicula
0,5	0	7	47	5	0	0	41	0	1
4,5	0	11	61	4	0	0	23	0	0
14,5	0	2	87	5	0	0	4	0	0
24,5	1	1	90	3	0	0	4	0	0
34,5	0	1	86	3	0	0	8	0	1
39,5	0	0	83	9	0	0	6	0	1
44,5	0	0	86	10	0	0	3	0	1
48,5	0	2	23	65	0	0	6	0	2
54,5	1	1	79	12	0	0	8	0	0
59,5	0	1	87	8	0	0	2	0	1
64,5	0	0	88	7	0	0	3	0	1
69,5	0	0	78	13	1	0	8	0	0
74,5	0	0	67	24	0	0	6	0	1
79,5	1	0	71	21	0	0	5	0	1
84,5	0	0	78	18	0	0	3	0	0
89,5	0	0	81	13	0	0	6	0	1
94,5	0	0	78	14	0	0	8	0	0
103,5	0	2	37	51	0	0	5	0	3
114,5	0	0	78	15	1	0	6	0	0
124,5	1	2	81	12	0	0	4	0	0
129,5	0	1	70	17	0	0	12	0	0
Moy.	0,2	<b>1,6</b>	<b>73,2</b>	<b>15,6</b>	0,2	0,0	<b>8,1</b>	0,0	<b>0,8</b>

# Table des figures

1.1	Carte physique de l'Amérique du Sud . . . . .	4
1.2	Cartes tectonique et géologique des Andes australes . . . . .	5
1.3	Localisation des calottes glaciaires de Patagonie et des principaux volcans . .	7
1.4	Températures et précipitations moyennes annuelles en Amérique du Sud . . .	8
1.5	Position des zones de hautes (H) et basses (L) pressions atmosphériques . . .	9
1.6	Taux de précipitations moyens été-hiver (cm/mois) en Patagonie . . . . .	10
1.7	Stratification thermique d'un lac, relation densité-température de l'eau . . . .	13
1.8	Facteurs climatiques contrôlant la productivité des diatomées . . . . .	15
1.9	Détails d'un frustule de diatomée pennale . . . . .	15
2.1	Géologie du bassin versant du lac Thompson . . . . .	18
2.2	Photographie d'une partie du lac Thompson prise en janvier 2011 . . . . .	19
2.3	Carte bathymétrique du lac Thompson . . . . .	20
2.4	Géologie du bassin versant du lac Bertrand . . . . .	22
2.5	Photographie d'une partie du lac Bertrand . . . . .	23
2.6	Image satellite et interprétation géomorphologique du s-o du lac Bertrand . .	23
2.7	Données climatiques enregistrées dans deux stations de Patagonie . . . . .	24
2.8	Reconstruction des précipitations hivernales (JJA) Plomo . . . . .	25
3.1	Corer Uwitec . . . . .	27
3.2	Schéma d'échantillonnage de la carotte et méthodes utilisées. . . . .	28
3.3	Production et cycle du radiocarbone . . . . .	29
3.4	Sources d'erreurs pouvant influencer l'âge radiocarbone . . . . .	30
3.5	Relation entre les corrections et le rapport N/C . . . . .	31
3.6	Cycle global du $^{210}\text{Pb}$ . . . . .	31
3.7	Activité du $^{137}\text{Cs}$ mesurée sur des sédiments lacustres . . . . .	32
3.8	Exemple de single plot fourni par le logiciel OxCal . . . . .	33
3.9	Comparaison d'âge obtenus au $^{210}\text{Pb}$ pour le lac Plomo . . . . .	35
3.10	Corrélation du rapport C/N et du $\delta^{13}\text{C}$ . . . . .	40
3.11	Changement du pourcentage de diatomées lors d'un comptage croissant . . .	46
4.1	Photographies et logs descriptifs des carottes . . . . .	48
4.2	Curve plots des échantillons pour les carottes LBt09 et LT08-E . . . . .	50
4.3	Correction des âges calibrés sur les échantillons de sédiment . . . . .	51
4.4	Curve plots avec offset des échantillons calibrés . . . . .	52
4.5	Evolution de l'activité du $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ en fonction de la profondeur . . . . .	54
4.6	Evolution de l'activité du $^{137}\text{Cs}$ en fonction de la profondeur . . . . .	55

4.7	Modèles de datation $^{210}\text{Pb}$ de la carotte LBt09 . . . . .	56
4.8	Modèles d'âge pour la carotte LBt09 . . . . .	56
4.9	Ecart entre les modèles pour la carotte LBt09 . . . . .	58
4.10	Modèles d'âge pour la carotte LT08-E . . . . .	58
4.11	Ecart entre les modèles pour la carotte LT08-E . . . . .	59
4.12	SM (SI) et Grayscale des carottes LBb11-A, LBt09 et LT08-E . . . . .	62
4.13	Résultats des pertes au feu des carottes LBb11-A, LBt09 et LT08-E . . . . .	64
4.14	Résultats C/N de la carotte LBb11-A . . . . .	67
4.15	Résultats C/N de la carotte LBt09 . . . . .	68
4.16	Résultats C/N de la carotte LT08-E . . . . .	69
4.17	Silice biogène (%) des carottes LBb11-A, LBt09 et LT08-E . . . . .	71
4.18	Spectre de diffraction de l'échantillon LBb11-A_79-80 . . . . .	72
4.19	Spectre de diffraction de l'échantillon LT08-E_80-81 . . . . .	73
4.20	Espèces minérales (%) de la carotte LBb11-A . . . . .	74
4.21	Espèces minérales (%) de la carotte LBt09 . . . . .	75
4.22	Espèces minérales (%) de la carotte LT08-E . . . . .	76
4.23	Abondances relatives (%) des diatomées de la carotte LBb11-A . . . . .	80
4.24	Abondances relatives (%) des diatomées de la carotte LBt09 . . . . .	81
4.25	Abondances relatives (%) des diatomées de la carotte LT08-E . . . . .	82
5.1	Corrélation C/N et $\delta^{13}\text{C}$ pour LBb11-A, LBt09 et LT08-E . . . . .	86
5.2	Synthèse des résultats pour la carotte LBb11-A . . . . .	88
5.3	Synthèse des résultats pour la carotte LBt09 . . . . .	90
5.4	Corrélation du TOC – LOI 550°C pour la carotte LBb11-A . . . . .	91
5.5	Corrélation du TOC – LOI 550°C pour la carotte LBt09 . . . . .	92
5.6	Synthèse des résultats pour la carotte LT08-E . . . . .	93
5.7	Composants sédimentaires des carottes LBb11-A, LBt09 et LT08-E . . . . .	95
5.8	Flux et composants sédimentaires pour la carotte LBt09 . . . . .	97
5.9	Flux et composants sédimentaires pour la carotte LBt09, zoom . . . . .	98
5.10	Flux et composants sédimentaires pour la carotte LT08-E . . . . .	99
5.11	Comparaison silice biogène du lac Bertrand et pollens Torres del Plaine . . .	103
5.12	Comparaison silice biogène du lac Thompson et cernes d'arbres . . . . .	104
A.1	Description lithologique de la carotte LBb11-A . . . . .	125
A.2	Photographies des genres de diatomées - partie 1 . . . . .	126
A.3	Photographies des genres de diatomées - partie 2 . . . . .	127

# Liste des tableaux

2.1	Caractéristiques physiques des eaux du lac Thompson . . . . .	17
2.2	Caractéristiques physiques des eaux du lac Bertrand . . . . .	21
3.1	Densité de différents types de grains en fonction de leur nature . . . . .	38
3.2	Facteurs correctifs des principales phases . . . . .	44
4.1	Âges mesurés et calibrés pour les échantillons de LBt09 et LT08-E . . . . .	49
4.2	Âges calibrés avec offset échantillons LBt09 et LT08-E . . . . .	53
4.3	Clé des genres de diatomées et de leur affinité écologique . . . . .	79
5.1	Proportions moyennes (%) des 3 fractions des sédiments . . . . .	94
5.2	Synthèse des changements décrits pour les derniers millénaires . . . . .	102
5.3	Synthèse des changements décrits pour le LIA . . . . .	105
B.1	Clé d'identification des diatomées [Rivera <i>et al.</i> , 1982]. . . . .	130
B.2	Données $^{210}\text{Pb}$ et $^{137}\text{Cs}$ de la carotte LBt09. . . . .	131
B.3	Données $^{210}\text{Pb}$ et $^{137}\text{Cs}$ de la carotte LT08-E. . . . .	131
B.4	Données de susceptibilités magnétiques . . . . .	131
B.5	Données de LOI, CN et Si Bio de la carotte LBb11-A . . . . .	139
B.6	Données de LOI, CN et Si Bio de la carotte LBt09 . . . . .	145
B.7	Données de LOI, CN et Si Bio de la carotte LT08-E . . . . .	149
B.8	Données DRX des carottes LBb11-A, LBt09 et LT08-E . . . . .	154
B.9	Dates et taux de sédimentation calculés pour LT08-E et LBt09 . . . . .	159
B.10	Abondances relatives des diatomées dans la carotte LBb11-A . . . . .	164
B.11	Abondances relatives des diatomées dans la carotte LBt09 . . . . .	165
B.12	Abondances relatives des diatomées dans la carotte LT08-E . . . . .	166